

THESES

présentées

A LA FACULTE DES SCIENCES

DE L'UNIVERSITE DE CLERMONT

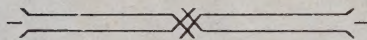
pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE CLERMONT

(Mention Sciences Naturelles)

par

Jean-Jacques ESPIRAT



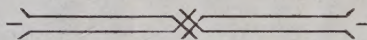
1^{re} THESE :

Etude géologique de régions de la Nouvelle Calédonie Septentrionale

(Extrémité nord et versant est)

2^e THESE :

Proposition donnée par la Faculté



Soutenues publiquement le 20 Avril 1963

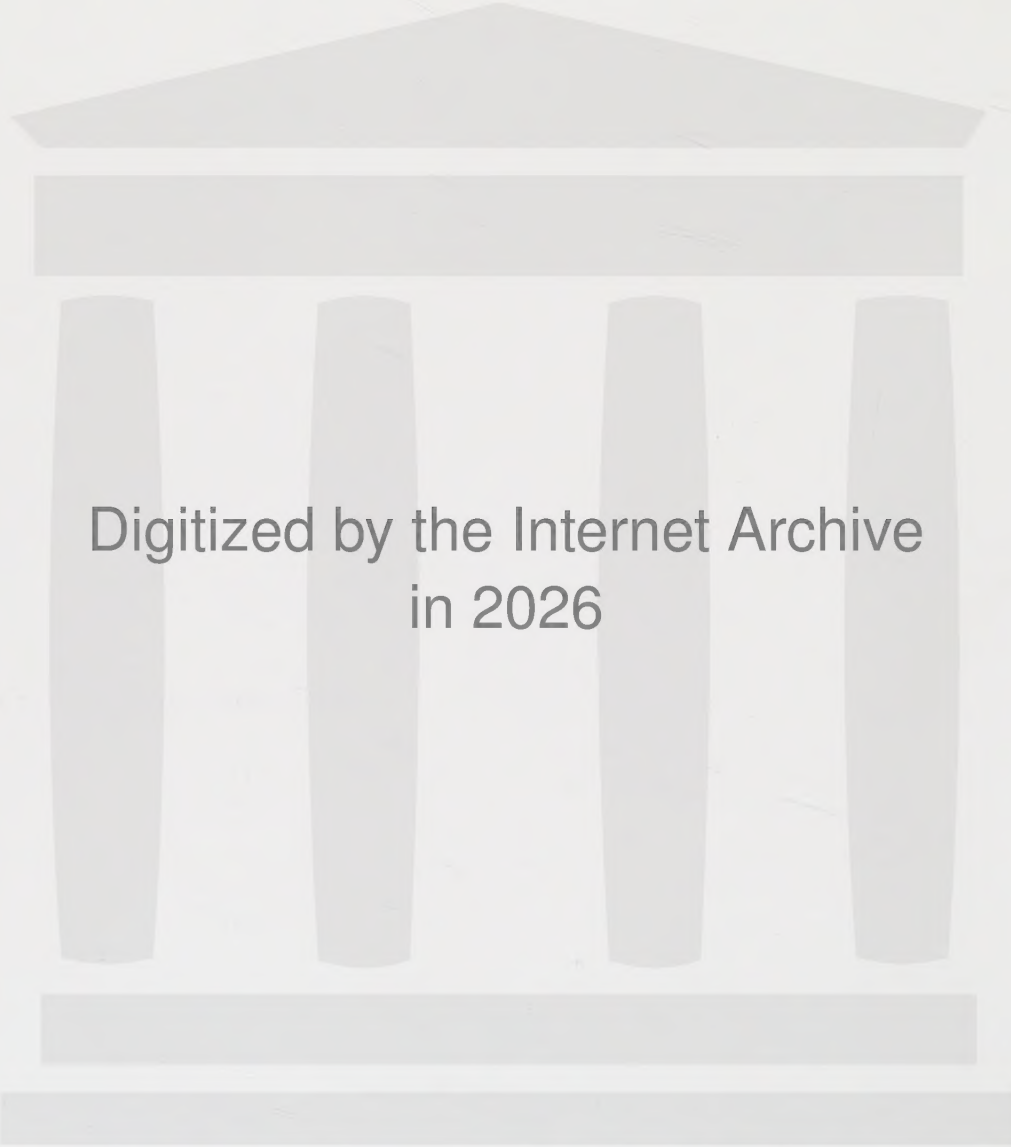
devant la Commission d'Examen

MM. M. ROQUES, Professeur Président

P. LAPADU-HARGUES, Professeur }

J. PETERLONGO, Professeur sans chaire.. }

Examineurs



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546608_0011

THESES

présentées

A LA FACULTE DES SCIENCES

DE L'UNIVERSITE DE CLERMONT

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE CLERMONT

(Mention Sciences Naturelles)

par

Jean-Jacques ESPIRAT



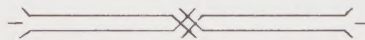
1^{re} THESE :

Etude géologique de régions de la Nouvelle Calédonie Septentrionale

(Extrémité nord et versant est)

2^e THESE :

Proposition donnée par la Faculté



Soutenues publiquement le 20 Avril 1963

devant la Commission d'Examen

MM. M. ROQUES, Professeur Président

P. LAPADU-HARGUES, Professeur }
J. PETERLONGO, Professeur sans chaire.. } Examineurs

THESE

UNIVERSITE

DE LA VILLE DE LYON

DE LA FACULTE DE MEDECINE

DE LA FACULTE DE MEDECINE

DE LA FACULTE DE MEDECINE

DE LA FACULTE DE MEDECINE



DE LA FACULTE DE MEDECINE

DE LA FACULTE DE MEDECINE

DE LA FACULTE DE MEDECINE

DE LA FACULTE DE MEDECINE

DE LA FACULTE DE MEDECINE

DE LA FACULTE DE MEDECINE

DE LA FACULTE DE MEDECINE

DE LA FACULTE DE MEDECINE

DE LA FACULTE DE MEDECINE

DE LA FACULTE DE MEDECINE

DE LA FACULTE DE MEDECINE

DE LA FACULTE DE MEDECINE

DE LA FACULTE DE MEDECINE

FACULTE DES SCIENCES DE CLERMONT-FERRAND

DOYEN : M. REMY Paul

1er Assesseur : M. DUBOIS Emmanuel

2e Assesseur : M. ROQUES Maurice

- PROFESSEURS -

M.	DUBOIS Emmanuel	Physique	T
	HOVASSE Raymond	Zoologie Générale et appliquée	T
	RAMBAUD René	Chimie	T
	REMY Paul	Chimie Industrielle	T
	BLANC Eugène	Mécanique Rationnelle	T
	ROQUES Maurice	Géologie Minéralogie	T
	LAPADU-HARGUES Pierre	Minéralogie	T TP
	TRUFFAULT Robert	Chimie	T
	LUTZ Hubert	Biologie animale	T
	RAOULT Gaston	Physique	T
	CHAMPAGNAT Paul	Physiologie végétale	T
	DUPLESSIS-KERGOMARD Alain	Chimie P.C.B.	T TP
	KRASNER Marc	Algèbre Supérieure	T
	AVAN Louis	Physique expérimentale	T
	PARIAUD Jean-Charles	Chimie-Physique	T
Mme	HENNEQUIN Françoise	Calcul Différentiel et intégral	T
Mlle	BERTHET Ginette	Physique	T TP
M.	LOISEAU Jean	Botanique pure et appliquée	T
	COMBE René	Physique	T TP
Mme	AVAN Madeleine	Physique	T TP
M.	de PUYTORAC Pierre	Biologie	T TP

- MAITRES DE CONFERENCES -

M.	PETERLONGO Jean-Marc	Géologie (professeur sans chaire)
	DELOST Paul	Physiologie animale
Mlle	DONDON Marie-Louise	Chimie-Physique
M.	SAUREL Jean	Physique
	VESSIERE Roger	Chimie
	BATHIER Marcel	Physique M.P.C.
	GUILLAUME Marcel	Mathématiques M.P.C.
	MAISONNEUVE Jacques	Géologie appliquée
	PHAN TAN HOANG	Mathématiques
	CAPESTAN Michel	Chimie
	MARTINET Pierre	Chimie
	HENNEQUIN Paul	Mathématiques
	THOMAS Jean	Physique
	ROCHE Jean Etienne	Physique
	BEN - AIM Roger	Chimie
	BAILLAUD Lucien	Botanique

Secrétaire Principal : G. BRETAGNE.

AVANT - PROPOS.

Au cours des trois ans de missions que j'ai effectués en Nouvelle-Calédonie pour le compte du Bureau Minier de la France d'Outre-Mer devenu depuis le Bureau de Recherches Géologiques et Minières, j'ai été amené à parcourir pendant plus de deux ans ces régions septentrionales de l'île dont l'étude est l'objet du présent mémoire. En le commençant je veux exprimer ma reconnaissance envers ceux à qui je dois ma formation de géologue et à ceux sans qui je n'aurais pu effectuer cette étude.

Je tiens, en tout premier lieu, à exprimer ma profonde gratitude à M. Roques, Professeur à l'Université de Clermont et Directeur scientifique du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. J'ai eu le privilège de suivre ses leçons et de m'initier sous sa direction à mon métier de géologue, puis de bénéficier de ses conseils et de ses critiques au cours de ce travail, instants si riches d'enseignements et toujours trop courts à mon gré. Dans son Laboratoire j'ai trouvé les conditions idéales nécessaires à l'achèvement de ma tâche. Il ne m'a, de plus, jamais ménagé son appui et son temps pour surmonter les difficultés que j'ai pu rencontrer.

Je remercie M. Lapadu-Hargues, Professeur à l'Université de Clermont dont j'ai reçu l'enseignement et recueilli les conseils au cours de mes années d'études à Clermont.

J'ai pu aussi bénéficier de l'enseignement et des conseils de M. J.M. Peterlongo, Professeur à l'Université de Clermont. Qu'il reçoive ici mes remerciements.

Sans la compréhension et l'aide de mes supérieurs du Bureau de Recherches Géologiques et Minières ce travail n'aurait pu voir le jour. M. L. Berthomieu, Directeur en Nouvelle-Calédonie, m'a donné son appui et obtenu l'autorisation d'utiliser les résultats de mon travail au B.R.G.M. aux fins de ce mémoire. M. A. Noesmon, Chef-Géologue en Nouvelle-Calédonie sous la direction de qui j'ai eu la chance de m'initier à la géologie de la Nouvelle-Calédonie, a toujours bien voulu s'intéresser à mon travail. Il ne m'a jamais ménagé ses conseils et ses idées combien fructueuses. Nous avons eu tant d'entretiens, tant de tournées en commun que, sans même compter la remarquable étude qu'il avait faite sur la rive gauche du Diahot et dont j'ai pu profiter, il peut à bon droit revendiquer une part de cet ouvrage. De même j'ai eu à ma disposition les fruits du travail, dans cette même région, de M. G. Rossello qui fut mon Chef de Mission pendant près de deux ans, je l'en remercie.

Au sein du Bureau de Recherches Géologiques et Minières à Paris j'ai toujours rencontré un appui efficace, que ce soit de M. Angel, Ingénieur civil des Mines, Inspecteur Divisionnaire, qui a par son action considérablement facilité ma tâche alors qu'il me fallait achever ce travail dans des délais trop courts, ou de M. Lautel, Géologue en chef, Inspecteur divisionnaire adjoint, qui a débrouillé les délicats problèmes de financement et m'a toujours assuré de façon permanente son soutien.

Je n'aurais jamais pu achever mon ouvrage sans l'aide de mon compagnon de travail, R. Millon, Ingénieur civil des Mines, qui inlassablement m'a fait parvenir de Nouvelle-Calédonie documents et échantillons qui me manquaient et m'a constamment tenu au courant des résultats géologiques nouveaux issus de son travail.

J'ai bénéficié aussi des résultats nouveaux de l'étude de M.A. Wantiez, Géologue, sur la région de Hienghene, des déterminations paléontologiques de M.J.Sornay, du Muséum d'Histoire Naturelle, des délicates mesures d'âge absolues de M.L.Delbos au Laboratoire de Géologie de Clermont. Je ne saurais oublier les entretiens fructueux avec M.J.Maisonneuve, Maître de Conférences, MM.J.Didier et J.Lameyre Maîtres-Assistants, ni ceux avec M. Autran Géologue au B.R.G.M.

Grâce au dévouement de Melles J.Orliac, S.Pignide et de Mmes E. Gamot, F. Cantagrel, les analyses chimiques que j'avais demandées au Laboratoire de Géologie de Clermont ont été faites dans des délais extrêmement courts.

Je remercie enfin les dactylographes et techniciens du Service de Tirage du B.R.G.M. qui m'ont aidé avec une grande compétence et ont considérablement facilité le travail de présentation de ce mémoire.

S O M M A I R E

I N T R O D U C T I O N

1. <u>CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE L' ETUDE</u>	1
A. LA NOUVELLE-CALEDONIE, CADRE DU SECTEUR ETUDIE.....	1
1. Situation géographique et structurale de la Nouvelle-Calédonie....	1
2. Esquisse géologique de la Nouvelle-Calédonie.....	2
a. Stratigraphie.....	3
b. Terrains métamorphiques.....	6
c. Tectonique.....	7
d. Evolution paléogéographique.....	7
B. DELIMITATION ET SITUATION GEOLOGIQUE DU SECTEUR ETUDIE.....	9
1. Délimitation.....	9
2. Situation géologique.....	10
C. GRANDS TRAITES GEOGRAPHIQUES DU SECTEUR GEOMORPHOLITIQUE.....	11
1. Divisions du secteur - principaux traits géographiques.....	11
a. La région Diahot-Néhoué - morphologie.....	11
b. La région de la chaîne du Mont Panié - morphologie.....	11
c. La région de Hienghène - morphologie.....	12
d. Autres traits géographiques de ces régions.....	12
2. Géomorphologie.....	13
a. Relations de la morphologie avec les variations du niveau de base.....	14
- phase I	14
- phase II	14

- phase III	16
- phase IV	16
b. Relations de la morphologie avec le substratum.....	17
- le réseau hydrographique	17
- le modelé des formes.....	18

2. HISTORIQUE - BUT ET PLAN - DEFINITIONS

A. HISTORIQUE.....	20
B. BUT ET PLAN.....	24
C. DEFINITIONS.....	25

PREMIERE PARTIE

COUPES GEOLOGIQUES

INTRODUCTION.....	27
- tableau des différentes Série et Formations.....	28
A. COUPES DANS LA REGION DIAHOT-NEHOUE.....	29
1. Coupe 1, le long de la route de Koumac à Ouegoa.....	29
2. Coupe 2, de la rivière Nenganu à Dilah.....	33
3. Coupe 3, de Malabout à Nolap.....	36
4. Conclusion à l'étude des coupes dans la région Diahot-Néhoué.....	38
B. COUPES DANS LA REGION DE HIENGHIENE.....	40
1. Coupe 4, de la rivière Tipindje.....	40
2. Coupe 5, de l'anse sud-est de la baie de Hienghene	42
3. Coupe 6, de Touho - Koe	43
4. Conclusion à l'étude des coupes dans la région de Hienghene.....	44

C. COUPES DANS LA CHAÎNE DU MONT PANIE.....	46
1. Coupe 7, de Pondelai à Tiari.....	46
2. Coupe 8, d'Ouégoa à Mahamate.....	49
3. Coupe 9, de Téméline à Oubatche.....	51
4. Coupe 10, de Hienghene à Tao.....	52
5. Conclusion à l'étude des coupes dans la chaîne.....	54

DEUXIEME PARTIE

DESCRIPTION DES PRINCIPAUX

E N S E M B L E S

1. <u>LA FORMATION DES GRAUWACKES</u> (Permio-jurassique).....	57
1. Description des faciès.....	58
a. Faciès schisto-argileux et gréseux.....	58
b. Grauwackes.....	58
c. Brèche volcanique.....	58
d. Roches volcaniques basiques.....	59
e. Roches métamorphiques.....	59
2. Age de la formation des grauwackes.....	60
2. <u>SERIE SCHISTO-ARGILEUSE DU DIAHOT</u> (C-étage).....	61
INTRODUCTION.....	61
I. LA SERIE SCHISTO-ARGILEUSE DU DIAHOT DANS LA REGION DIAHOT-NENIOUE...	62
A. LA FORMATION DES SCHISTES DU TONDO.....	62
1. Description des faciès.....	63

a. Le faciès schisteux.....	63
b. Les autres faciès.....	66
- Les grès.....	66
- Les lentilles calcaires.....	66
c. Les faciès métamorphiques.....	67
2. Situation stratigraphique de la formation du Tondo.âge.....	67
B. LA FORMATION DES SCHISTES ET ROCES VOLCANIQUES DE PILOU.....	68
1. Description des faciès.....	69
a. Les schistes.....	69
b. Les variations dans les faciès schisteux.....	71
- les schistes feldspathiques.....	71
- les calcschistes et calcaires.....	72
c. Les grès et les conglomérats.....	72
- Les grès	72
- Les conglomérats.....	73
d. Les roches volcaniques.....	73
- Les roches basiques: diabases et tufs.....	74
- Les roches volcaniques acides.....	76
- Age des roches volcaniques, le problème des diabases.....	78
e. Les faciès métamorphiques.....	80
- Les séricitoschistes.....	81
- Les séricitoschistes à glaucophane et lawsonite	81
- Les diabases glaucophaniques.....	82
- Autres faciès.....	83
2. Répartition des faciès - variations latérales.....	83
a. Répartition des faciès volcaniques.....	84
b. Répartition des faciès détritiques et grossiers.....	85
3. Faune et âge.....	86
4. Puissance de la formation de Pilou et relations avec la série silico-calcaire du bassin de la Néhoué.....	87
5. Relations avec la série des micaschistes du mont-Panié.....	89
C. EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE.....	89

II. LA SERIE SCHISTO-ARGILEUSE DU DIAHOT DANS LA REGION DE HIENGHENE.....	90
A. LA FORMATION DES SCHISTES VERTS DE LA TIPINDJE.....	90
1. Description des faciès.....	91
2. Relations avec la formation des grauwackes	92
3. Position stratigraphique de la formation.....	92
B. LA FORMATION DES SCHISTES ET ROCHES VOLCANIQUES DE HIENGHENE.....	93
1. Généralités.....	93
2. Description des faciès.....	94
a. Faciès du niveau inférieur.....	94
b. Faciès du niveau supérieur.....	96
c. Relations entre le niveau supérieur et le niveau inférieur.....	97
d. Puissance de la formation.....	97
3. Relations de la formation de Hienghene avec les formations environnantes.....	97
4. Age de la formation de Hienghene.....	98
C. EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE DE LA SERIE.....	99
III. COMPARAISON DES FACIES DE LA SERIE SCHISTO-ARGILEUSE ENTRE LA REGION DE HIENGHENE ET LA REGION DIAHOT-NEHOUE.....	100
IV. MINERALISATION DE LA SERIE SCHISTO-ARGILEUSE DU DIAHOT.....	102
1. Minéralisations sulfurées, B.P.G.C.....	102
2. Or.....	103
3. Barytine	103
3. <u>LA SERIE SCHISTEUSE SILICO-CALCAIRE</u> <u>DU BASSIN DE LA NEHOUE (Eocène inférieur)</u>	104
GENERALITES.....	104
A. DESCRIPTION DES FACIES.....	106
1. Le faciès schisteux, les schistes fins siliceux.....	106

2. Les faciès phthanitiques et calcaires.....	108
a. Les phthanites.....	108
b. Les faciès calcaires.....	110
- Calcaires massifs.....	110
- Calcschistes.....	111
c. Age des faciès phthanitiques et calcaires.....	111
B. LES DIFFERENTES FORMATIONS.....	112
1. La formation des schistes et phthanites de la rivière Pounou....	112
a. Description de la formation.....	112
b. Age de la formation.....	113
2. La formation des schistes de la rivière Tambéri.....	114
a. Faciès.....	115
b. Age de la formation.....	115
3. La formation des schistes et phthanites de Maïna.....	116
a. Faciès.....	116
b. Age.....	117
c. Relations avec la formation de Hienghene.....	117
4. Les terrains métamorphiques au nord-ouest de la formation de Maïna - le métamorphisme de la série silico-calcaire métamorphique.....	118
C. SEDIMENTOLOGIE.....	120
4. <u>SERIE VOLCANIQUE DE THIEM</u>	122
A. LES DIFFERENTS FACIES.....	123
1. Roches volcaniques basiques.....	123
a. Diabases.....	123
b. Tuf pyroclastique.....	124
c. Composition de ces roches.....	124
2. Jaspes et argilites.....	125
a. Les jaspes.....	125
b. Les argilites.....	125
3. Faciès métamorphiques.....	125

B. DESCRIPTIONS LOCALES DES DIFFERENTS LAMBEAUX DE LA SERIE....	126
1. Région de Hienghene.....	126
a. Secteur Tipindje - Vieux Touho.....	126
b. Massif du Ton-Non.....	127
2. Région Diahot-Néhoué.....	127
a. Ruisseaux Profond et Bambou.....	127
b. Vallée de la Nenganu et Col d'Arama.....	128
C. MINERALISATIONS EN RELATIONS AVEC LA SERIE VOLCANIQUE.....	129
1. Manganèse.....	129
2. Cuivre.....	129
 5. <u>LES ROCHES ULTRABASIQUES</u>	130
A. PETROGRAPHIE.....	130
1. Serpentes.....	131
2. Périodites.....	131
3. Talcschistes.....	132
4. Les anorthosites quartziques.....	133
B. GISEMENT.....	135
1. Différentes formes de gisement.....	135
2. Structures des gisements de roches ultrabasiqes et relations avec l'environnement.....	136
C. AGE DES ROCHES ULTRABASIQUES.....	136
D. MISE EN PLACE DES ROCHES ULTRABASIQUES.....	137
1. Hypothèse d'une origine intrusive.....	137
2. Hypothèse d'une transformation métamorphique.....	138
3. Hypothèse d'un épanchement des ultrabasites.....	139
4. Conclusion	140

E. MINERALISATIONS LIEES AUX ROCHES ULTRABASIQUES.....	140
6. <u>LES SERIES METAMORPHIQUES DE LA ZONE NORD.....</u>	141
I. LA SERIE DES LEPTYNITES ALBITIQUES DU BOUEHNDEP.....	141
A. LES LEPTYNITES.....	141
B. RELATIONS AVEC LES TERRAINS ENCAISSANTS.....	144
C. AGE DE LA SERIE DU BOUEHNDEP.....	145
II. LA SERIE DES MICASCHISTES DE LA CHAÎNE DU MONT PANIE.....	148
A. EXTENSION DES DIFFERENTS FACIES.....	148
1. Principaux faciès.....	148
2. Faciès accessoires.....	149
B. DESCRIPTION DES FACIES.....	149
1. Les micaschistes.....	149
a. Micaschistes de type banal.....	149
b. Variations dans les micaschistes.....	151
→ Micaschistes quartzites et quartzites.....	151
→ Micaschistes glaucophaniques.....	152
→ Chloriteschistes.....	153
→ Micaschistes calcaireux et calcaires.....	153
c. Roches à l'origine des micaschistes.....	154
2. Les faciès albitiques.....	156
a. Les micaschistes et gneiss albitiques.....	156
b. Variations dans les faciès albitiques.....	157
c. Le problème de la métasomatose sodique, roches à l'origine des faciès albitiques.....	158
→ Etude microscopique.....	158
→ Etude chimique.....	158
→ Répartition des faciès albitiques.....	160
→ Hypothèses.....	161
3. Les glaucophanites et roches associées.....	162
a. Glaucophanites à épidotes.....	163

- Description	163
- Minéraux.....	163
- Description microscopique.....	165
b. Variations dans les massifs de glaucophanites.....	166
- Amphibolites hornblendiques.....	166
- Epidotites - muscovitite.....	166
- Actinotites et trémolitites.....	166
- Glaucophanites schisteuses.....	166
c. Roches à l'origine des glaucophanites.....	166
- Transformation des dolérites en glaucophanites.....	166
- Origine des roches basiques initiales.....	168
- Problème de l'apport sodique.....	169
C. AGE DE LA SERIE DES MICASCHISTES DU MONT-PANIE.....	171
1. Reconstitution de la série initiale.....	171
2. Datation de la série.....	172
3. Comparaison avec les séries crétacées et tertiaires de la zone sud.....	173
a. Lithologie.....	173
b. Puissance.....	174
4. Relations avec les séries de la zone interne.....	174

TROISIEME PARTIE ET CONCLUSION

S Y N T H E S E S

1. <u>SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE</u>	176
A. SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE DANS LA ZONE SUD.....	177
1. Différents étages.....	177
a. Jurassique.....	177
b. Crétacé inférieur.....	177
c. Crétacé supérieur.....	177
d. Eocène inférieur.....	178

e. Eocène supérieur.....	179
f. Oligocène.....	179
2. Evolution sédimentologique de la zone sud.....	180
a. Evolution verticale.....	180
b. Evolution latérale.....	180
- variations dans le sens sud-est nord-ouest....	180
- variations dans le sens ouest-est.....	181
c. Interprétation de l'évolution sédimentologique.....	182
B. SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE DANS LA ZONE NORD.....	182
C. RELATIONS ENTRE LA ZONE SUD ET LA ZONE NORD --SIGNIFICATIONS DE CELLES-CI.....	183
2. <u>TECTONIQUE</u>	185
A. TECTONIQUE DES TERRAINS DE LA ZONE SUD.....	185
1. Région Diahot-Néhoué.....	185
2. Région de Hienghene.....	187
B. TECTONIQUE DES TERRAINS DE LA ZONE NORD.....	188
C. LES CHEVAUchemENTS -- RELATIONS TECTONIQUES ENTRE LA ZONE NORD ET LA ZONE SUD.....	189
D. LES FAILLES.....	191
E. VUE SCHEMATIQUE DE LA TECTONIQUE D'ENSEMBLE DU SECTEUR.....	192
3. <u>LE METAMORPHISME</u>	193
GENERALITES.....	193
A. ZONEOGRAPHIE.....	194
1. Zonéographie dans les roches basiques ortho.....	194
a. Répartition des zones.....	194
b. Remarques à propos de la présence de pumpellyite.....	195
c. Résidus.....	196

2. Zonéographie dans les roches de la séquence pélitique...	196
a. Zonéographie d'après les domaines de stabilité des glaucophane - épidote - lawsonite.....	196
b. Zonéographie établie d'après un faciès type de la séquence pélitique.....	196
c. Cas des autres roches para.....	197
3. Correspondance entre les zonéographies. Unité du métamorphisme.....	198
a. Correspondance.....	198
b. Unité du métamorphisme.....	199
4. Roches ultra-basiques métamorphiques.....	200
5. Faciès albitique.....	200
6. Faciès aberrants.....	201
7. Rétromorphoses.....	201
B. ORIGINE DU METAMORPHISME DANS L'ARC SEPTENTRIONAL DE LA NOUVELLE-CALÉDONIE.....	202
1. Caractères généraux du métamorphisme dans l'arc septentrional.....	202
a. Unité du métamorphisme.....	202
b. Postériorité du métamorphisme par rapport aux plissements.....	202
c. Subhorizontalité des contraintes ayant entraîné la schistosité.....	203
2. Explication de l'origine du métamorphisme.....	203
a. Première hypothèse: le métamorphisme est dû à la charge d'une puissante couverture.....	203
b. Deuxième hypothèse: le métamorphisme s'est produit grâce aux contraintes développées par l'orogénie, c'est un métamorphisme de plissements.....	204
- Schéma du processus ayant amené les conditions physiques nécessaires au métamorphisme.....	204
- Confrontation de l'hypothèse d'un métamorphisme de plissement avec les caractères remarquables du métamorphisme.....	205
C. AGE DU METAMORPHISME.....	207

CONCLUSION	209
------------------	-----

BIBLIOGRAPHIE

TABLE DES PLANCHES.

- Pl. I : Situation de la Nouvelle-Calédonie dans l'océan Pacifique
(entre page 1 - 2)
- Pl. II : Carte Géologique sommaire de la Nouvelle-Calédonie-
Situation géologique du secteur étudié (entre page 2 - 3)
- Pl. III : Situation des terrains de la zone nord et de la zone sud
(entre page 10 - 11)
- Pl. IV : Différentes régions composant le secteur étudié
(entre page 11 - 12)
- Pl. V : Différences de densité des réseaux hydrographiques entre
les différentes régions (entre page 12 - 13)
- Pl. VI : Surimposition de la rivière Thiem
(entre page 15 - 16)
- Pl. VII : Cours du Diahot et directions structurales (fig.1),
ramifications du réseau hydrographique et directions
structurales (fig.2) (entre page 17 - 18)
- Pl. VIII^a : Situation des coupes
(entre page 28 - 29)
- Pl. VIII : Coupes dans la région Diahot - Néhoué
(entre page 29 - 30)
- Pl. IX : Coupes dans la région de Hienghene
(entre page 40 - 41)

- Pl. X : Coupes dans la chaîne du mont Panié
(entre page 46 - 47).
- Pl. XI : Carte géologique sommaire du secteur étudié -
Principaux ensembles (devant la page 57).
- Pl. XII : La série schisto argileuse du Diahot dans la région
Diahot-Néhoué - Situations de la formation de Pilou et
de la formation du Tondo (entre page 62 - 63).
- Pl. XIII : Roches basiques de la formation de Pilou
(entre page 74 - 75).
- Pl. XIV : Répartition des faciès grossiers et des faciès volcaniques
dans la formation de Pilou (entre page 83 - 84).
- Pl. XV : La série schisto-argileuse du Diahot dans la région de
Hienghene - Situations de la formation de Hienghene et de
la formation de la Tipindje (entre page 90 - 91).
- Pl. XVI : La série schisto-argileuse du Diahot - Evolution de la
série entre les régions Diahot-Néhoué et de Hienghene
(entre page 101 - 102).
- Pl. XVII : Situation des formations paléogènes
(entre page 104 - 105).
- Pl. XVIII : Phtanites du col du Petit Crève-Coeur
(entre page 108 - 109)
- Pl. XIX : Texture Mylonitique à " nodules " dans les serpentines
(entre page 130 - 131)
- Pl. XX : Micrographies d'anorthosites quartziques
(entre page 132 - 133)

- Pl. XXI : Micrographies de roches métamorphiques de la zone nord
(entre page 155 - 156).
- Pl. XXII : Evolution stratigraphique des formations dans la zone
sud entre le nord-ouest (Baaba) et le sud-est (Hienghene)
(entre page 179 - 180).
- Pl. XXIII : Grandes lignes structurales du secteur étudié
(entre page 186 - 187).
- Pl. XXIV : Situation des zones d'isométamorphisme dans le bassin
du Diahot (entre page 194 - 195).
- Pl. XXV : Domaine de stabilité de minéraux par rapport aux différentes
subzones d'isométamorphisme dans l'arc métamorphique septen-
trional de la Nouvelle-Calédonie (entre page 198 - 199).
- Pl. XXVI : Schéma hypothétique de la genèse du métamorphisme en
relation avec les plissements dans l'arc métamorphique
septentrional de la Nouvelle-Calédonie (entre page 204 - 205)
- Pl. XXVII : Pressions et températures de formation des différents
faciès métamorphiques (entre page 205 - 206).

C A R T E S H O R S - T E X T E (- 2 -)

- 1 - Carte géologique de l'extrémité septentrionale de la Nouvelle-
Calédonie (région Diahot-Néhoué et péninsule d'Arama -
moitié nord-ouest de la chaîne du Mont-Panié).
- 2 - Carte géologique de la région de Hienghene et de la moitié
sud-est de la chaîne du Mont-Panié.

I N T R O D U C T I O N

1. CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE L'ETUDE.
2. HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS - BUT ET PLAN -
DEFINITIONS.

1.

CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE L'ETUDE

A. LA NOUVELLE CALEDONIE, CADRE DE CE SECTEUR.

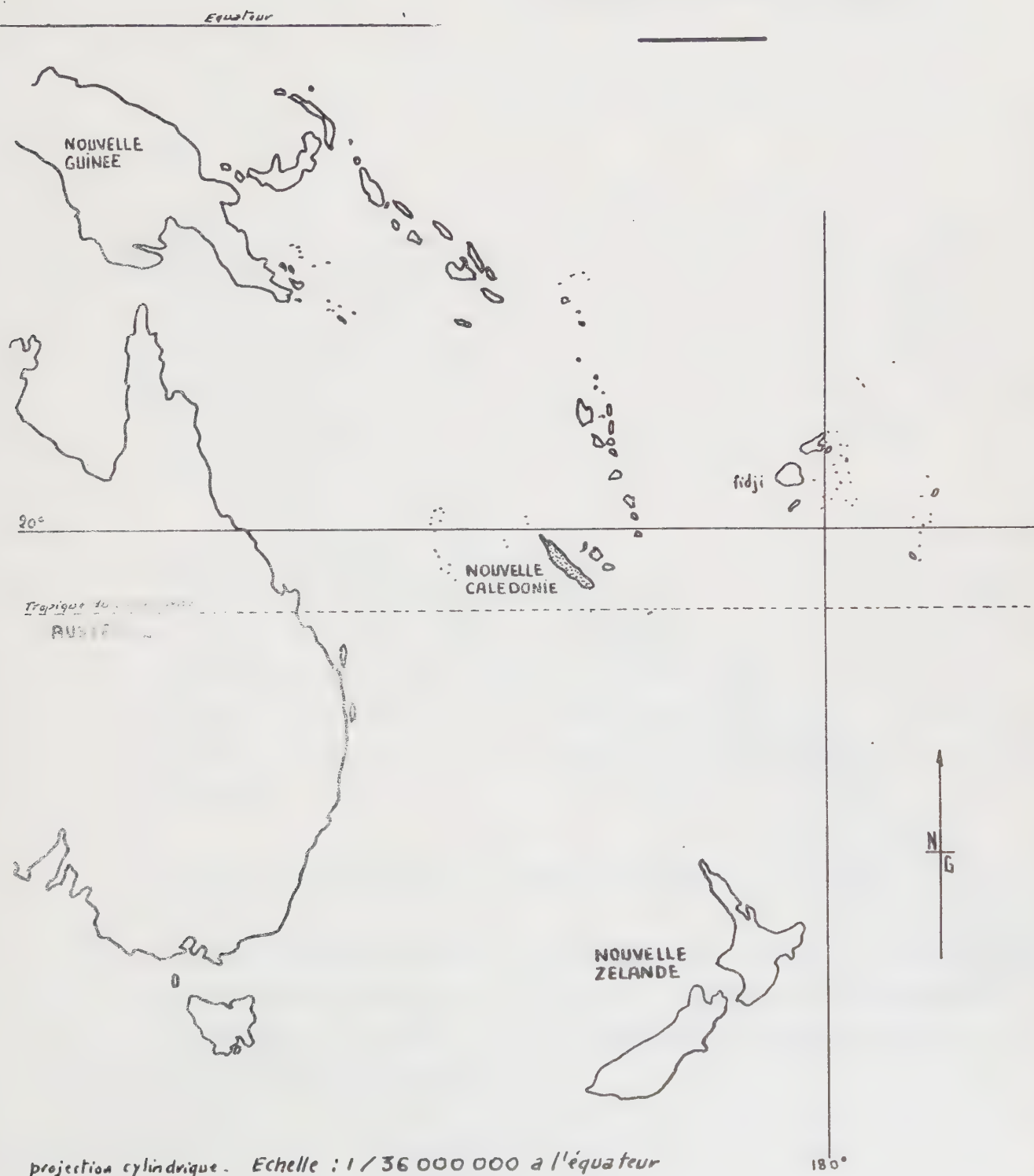
1. SITUATION GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE (planche I)

L'ARCHIPEL NEOCALEDONIEN émerge dans la partie méridionale de l'OCEAN PACIFIQUE, entre les longitudes 160 - 170° Est et le 18ème parallèle Sud. Il est ainsi placé à 11 heures de décalage par rapport à PARIS , dans la zone inter-tropicale de l'Hémisphère Sud.

Du point de vue structural cet archipel constitue la partie centrale de la guirlande orogénique alpine " circum australienne " (VAN BELLELEN) ou " orogène papou" (P. ROUTHIER, 1953) qui est formé en outre par la NOUVELLE GUINEE au Nord et les îles de la NOUVELLE-ZELANDE au S.E. Il est encore inclus par GLAESSNER (1950, p.872) dans la " zone mélanésienne interne" avec la Nlle ZELANDE. LES NOUVELLES HEBRIDES(à 700 Km au N.E) et les I. SALOMONS représentent la zone " mélanésienne externe". Ces deux zones se rejoignent dans la NOUVELLE-GUINEE.

A l'Ouest, entre la côte australienne et l'archipel néocalédonien existe une région de hauts-fonds, allongée N W - S E et flanquée de part

SITUATION DE LA NOUVELLE CALEDONIE DANS L'OCEAN PACIFIQUE



projection cylindrique. Echelle : 1 / 36 000 000 a l'équateur

et d'autre par des fosses océaniques qui la séparent des côtes australienne et néocalédonienne. Cette cordillère sous-marine correspond probablement à la terre qui, aux époques paléo et mésozoïques, a alimenté en sédiments la zone de subsidence néocalédonienne. Cette terre, ou ces terres, car il est plus probable que ce devait être un archipel est dénommée TASMANTIA par J. AVIAS (1953).

L'archipel néocalédonien est formé par deux alignements d'îles parallèles et distants d'environ 100 Km. Le premier, le plus à l'ouest est formé par la NOUVELLE-CALEDONIE proprement dite, ou " GRANDE-TERRE", accompagnée de petites îles qui la prolonge au N.E (I. BELEP, I. HUON) et au S.E. (I. des PINS), le second, par les îles LOYAUTES (MARE, LIFOU, UVEA). Il ne sera question dans cet ouvrage que de la GRANDE-TERRE, qui est de loin l'île la plus importante (17000 Km² environ pour la Grande Terre, 1900 Km² environ pour l'ensemble des autres îles).

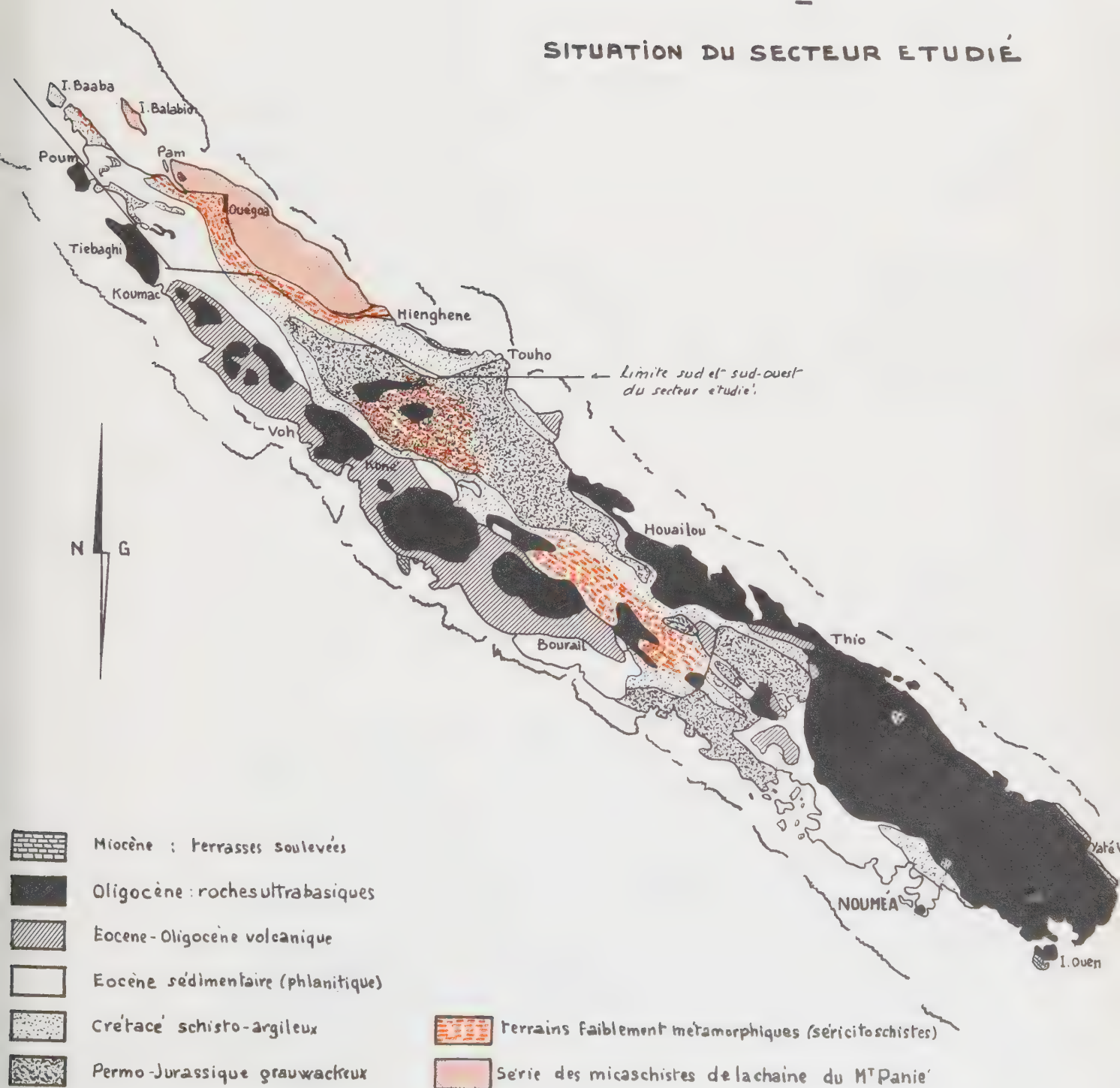
La NOUVELLE CALEDONIE est une île étroite (40 Km de large en moyenne) et comparativement très longue (400 Km). Elle est allongée selon la direction N.W - S.E qui est celle de l'orogène Papou. C'est une terre montagneuse, au relief jeune et vif, avec des altitudes dépassant fréquemment 1000 m. et atteignant 1600 m. Elle est en gros divisée longitudinalement en deux versants: le versant N.E, plus souvent appelé versant Est, abrupt jusqu'à la mer, le versant S.W ou Ouest, frangé d'une plaine côtière aux rivages marécageux.

2. ESQUISSE GEOLOGIQUE DE LA NOUVELLE-CALEDONIE (planche II)

La NOUVELLE-CALEDONIE est une chaîne plissée et écaillée de terrains essentiellement mésozoïques. Les terrains paléozoïques existent mais en représentent qu'une faible part de l'ensemble. L'orogénie, oligocène, se rattache à l'orogénie alpine.

CARTE GEOLOGIQUE SOMMAIRE DE LA NOUVELLE CALEDONIE

SITUATION DU SECTEUR ETUDIÉ



ECHELLE : 1/1700 000^{ème} environ
0 50 100 Km

D'après carte géol. 1/1000.000^e P. Koch (serv. Minus) et cartes 1/100.000^e D.R.S.T.O.M.
Régions septentrionales d'après levés J.J. Espirat.

Un caractère lithologique remarquable de la géologie de cette île est l'abondance des roches ultrabasiques. La sédimentation a d'abord été, au Paléozoïque et Mésozoïque inférieur, de type à grauwackes(1). Puis lui a succédé une sédimentation mésozoïque et cénozoïque argileuse et siliceuse, localement plus ou moins volcanique, qui se termine à l'aube de l'orogénie par de puissantes séries ophiolitiques. Dans les régions septentrionales et centrales de l'île, une partie de ces terrains est métamorphique. Le métamorphisme, peu intense, ne dépasse pas la zone des micaschistes supérieurs (2).

Les formations sédimentaires et volcaniques se répartissent en bandes allongées parallèlement aux côtes. Les formations de roches ultrabasiques apparaissent d'une part dans un énorme massif qui forme à peu de choses près le quart ~~sud~~ de l'île, et dans une série de massifs plus petits qui s'alignent en chapelet le long de la côte Ouest.

a. Stratigraphie

- Paléozoïque

Les terrains les plus anciens remontent au Dévonien supérieur ou Carbonifère inférieur. Ces étages sont représentés probablement dans une série de tufs et grauwackes dénommée (J. AVIAS) : formation des tufs polychromes.

Le Permien inférieur est représenté dans des grauwackes calcaires à *Maïtaia trechmanni* (J. AVIAS, 1953) de l'Artinskien, qui surmontent la formation précédente et par des schistes à *Papanoceras* et *Waagenoceras* (M. PIROUTET, 1917 - J. AVIAS, 1953).

Ces terrains paléozoïques se situent en bordure de la région côtière occidentale de l'île, vers le tiers méridional de sa longueur.

1). Cf. Chapitre 2 de l'introduction, définitions.

2). Zonéographie J. JUNG et M. ROQUES.

Le Permien supérieur manque.

- Mésozoïque

Le Trias et le Jurassique inférieur apparaissent dans l'importante formation des grauwackes (J. AVIAS, 1953 - P. ROUTHIER, 1953). Cette série d'une puissance et d'une continuité remarquables, marque la naissance et la phase majeure d'alimentation de la fosse de subsidence néocalédonienne. Dans le Trias J. AVIAS a distingué: Werfénien à ammonites (Meckoceras, Flemingites, Ophiceras) Ladinio-Carnien à Spariferina kaikuana Halobias, Myophoria, Norien à Monotis richmondiana et ochotica. Le passage du Trias au Jurassique se fait en continuité mais, du point de vue lithologique, cet étage marque une évolution vers une sédimentation plus calcaire et plus gréseuse et dans sa partie supérieure vers le faciès schiste noir. La partie inférieure contient une faune à Clavigéras (bisulcata, drotae) Otapiria marshalli, Arniceras, Pseudocella marshalli. La partie supérieure des Inoceramus (subhaasti, everesti, galoi) et Trigonina, Berriasella.

Il est à noter qu'il y a souvent lacune d'une partie ou de tout le Jurassique entre le Trias et le Crétacé.

Ces formations triasiques et jurassiques apparaissent dans la région centrale de la NOUVELLE-CALÉDONIE et en bordure de la côte Ouest (tiers inférieur de l'île). Les formations de la côte Ouest sont typiquement littorales, alors que celles du centre de l'île révèlent des faciès plus profonds ou de dépôts éloignés des rivages. Le même fait se reproduira pour les formations crétacées et éocènes, les faciès littoraux apparaissant de même dans la région côtière Ouest du sud de l'île, (ce qui a conduit R. POMEYROL (1954) à parler de la permanence paléogéographique de la côte Ouest).

Le Crétacé est représenté dans une série essentiellement argileuse appelée habituellement " Formation à charbon " (M. PIROUTET, 1917) (P. ROUTHIER, 1953). Cette formation englobe aussi du Jurassique supérieur. Le Crétacé inférieur n'a pas été déterminé, le Crétacé moyen n'a pu être

démontré avec certitude, seuls des fossiles du crétacé supérieur ont été trouvés jusqu'ici : Inoceramus (*I. ipuanus*, *I. fyfei*, *I. nukeus*, *I. pacificus*, *I. bicorruptus*); Ammonites (*Kosmatoceratidae*, *Baculites*, *Ceratidae*); Brachiopodes (*Atrypina*) et Lamellibranches (*Acanthocardia*, *Pterotrigonia*, *Pacitrigonia*). Cet étage est fréquemment discordant sur les formations antérieures. Il est représenté dans toute l'île dont il forme une importante partie.

Cenozoïque

L'Eocène est représenté de même dans tout le territoire dont il forme lui aussi une importante partie. Il apparaît dans trois formations différentes: une formation détritique assez grossière (le Flysch de Bourail) une formation de phanites et calcaires, une formation volcanique (basaltes et dolérites associés à des jaspes et argilites). Cette dernière Formation s'étend aussi dans l'Oligocène.

Les positions stratigraphiques du Flysch et des phanites sont actuellement controversées : P. ROUTHIER (1953) et A. ARNOULD (1958) estimant qu'il s'agit de formations normalement superposées, alors que B. TISSOT (1958) pense qu'il s'agit de formations juxtaposées tectoniquement: les formations phanitiques, provenant de ce que B. TISSOT a appelé zone interne, très plissées, seraient charriées vers le Sud-Ouest sur le Flysch très calme et qui se serait sédimenté dans la zone dite externe. Par contre la superposition normale des formations volcaniques sur la formation phanitique ne semble pas douteuse.

Les épanchements volcaniques s'achèvent vraisemblablement à l'Oligocène, époque durant laquelle se mettent en place les importantes venues de roches ultrabasiques. C'est aussi l'époque de l'orogénie qui amène le plissement intense des formations.

Au Miocène les plissements sont terminés et les témoins de cette époque sont des formations littorales de calcaires coralliens à passées argileuses, horizontales.

Le Plio-quaternaire est représenté par les cuirasses latéritiques qui couvrent les massifs de roches ultrabasiques et par des alluvions côtières et fluviales.

b. Terrains métamorphiques.

Le métamorphisme affecte une partie des terrains des régions centrales et septentrionales de la NOUVELLE-CALEDONIE. Il est dans l'ensemble faible, se traduisant par des faciès de schistes et de séricite ou chlorite schistes.

Toutefois dans les régions septentrionales apparaissent des terrains plus profondément transformés : micaschistes à muscovite, gneiss albitiques. Les faciès glaucophaniques y sont fréquents : glaucophanites, micaschistes à glaucophane.

Les terrains métamorphiques de ces régions sont disposés selon un arc incurvé vers le nord-est. Cet arc s'étend depuis l'extrémité septentrionale de l'île jusqu'au cap TOUHO. La partie la plus métamorphique se situe sur le bord concave de cet arc, le long de la côte, dans ce que nous verrons être la chaîne du Mont PANIE. Au sud et au sud-ouest, c'est-à-dire côté convexe de l'arc, le métamorphisme décroît et l'on passe progressivement aux terrains non métamorphiques de la côte Ouest de l'île. Cet ensemble de terrains plus ou moins métamorphiques, qui couvre tout le versant nord-est du tiers septentrional de la NOUVELLE-CALEDONIE est encore appelé "ARC METAMORPHIQUE SEPTENTRIONAL" (P. ROUTHIER, 1953 p.16).

Dans cet arc septentrional, à la suite des travaux de A. LACROIX (1942) complétés par ceux de P. ROUTHIER (1953) puis de A. ANNOULD (1958) une zéonéographie dans les faciès types de métamorphisme glaucophanique a été faite. Trois sub-zones ont été distinguées, ainsi dénommées dans l'ordre croissant du métamorphisme : sub-zone à pumpellyite, sub-zone à glaucophane et lawsonite, sub-zone à glaucophane et épidote.

Pour l'ensemble des terrains faiblement métamorphiques de l'île les

faciès originaux sont peu transformés et le rapprochement avec les autres formations non métamorphiques est possible. Il est ainsi apparu que les formations transformées comprenaient des formations allant de la fin du Paléozoïque à l'Eocène. La datation des terrains les plus métamorphiques de l'arc septentrional (micaschistes) pose des problèmes plus délicats à résoudre. L'âge éocène de certains secteurs a été néanmoins montré (A. ARNOULD, 1958).

c. Tectonique.

La NOUVELLE-CALEDONIE se présente comme une chaîne de terrains plissés et écaillés, avec disposition en éventail: déversement au sud-ouest le long de la côte Ouest, déversement au nord-est sur le versant Est (dans la partie septentrionale du territoire seulement. La partie méridionale est occupée le long de la côte Est par le massif périodotitique du Sud).

La zone longitudinale médiane de l'île et le versant Est correspondent en gros à une région anticlinale dans laquelle affleurent principalement les formations permio-jurassiques et crétacées. Le versant Ouest, mis à part le secteur MOINDOU - BAIE ST-VINCENT où affleurent des formations paléozoïques et triasiques, correspond à une zone synclinale dans laquelle se développent les formations paléogènes. Le versant Est de l'île, dans sa moitié sud, est occupé par un énorme massif périodotitique dont il est difficile de dire s'il s'est mis en place dans une région synclinale comme ses congénères plus petits de la côte Ouest. Le même versant, vers l'extrémité nord est considéré comme un flanc d'anticlinal (A. ARNOULD, 1958). Si ceci est vrai en gros pour la région de HIENGHENE, je montrerai par contre que la structure est beaucoup plus complexe pour les terrains métamorphiques qui lui font suite au nord-ouest.

d. Evolution paléogéographique.

La zone de subsidence néocalédonienne doit s'ébaucher " vraisemblablement au Dévonien supérieur ou au Carbonifère, de façon certaine au

au Permien inférieur" (J. AVIAS, 1953 p. 225). Les formations essentiellement volcaniques et tufacées qui caractérisent cette époque (Formation des tufs polychromes), témoignent l'existence, à l'Ouest de l'actuelle NOUVELLE-CALEDONIE, d'une terre ou d'un archipel volcanique. Cette chaîne émergée, (TASMANTIA de J. AVIAS) est peut-être conséquente des plissements calédoniens et hercyniens de l'Est australien (Tabberaberran et Kaamblan orogen, J. AVIAS). Cette TASMANTIA subsiste durant le Mésozoïque et une partie du Cénozoïque, alimentant le géosynclinal néocalédonien.

Après une émergence à la fin du Permien, une sédimentation typique à grauwackes débute au Trias inférieur (Werfénien). Son apogée en puissance et régularité se situe au Trias supérieur (Carnien Norien). C'est à cette époque que se constitue de façon nette la fosse de ~~sédimentation~~ sur laquelle se fera la NOUVELLE-CALEDONIE.

Au Jurassique, des oscillations apparaissent, régressions et transgressions, ainsi que de légers mouvements orogéniques (Jurassique moyen). La fin de cet étage est marquée par une régression (Kimméridgien)traduisant une importante émergence. " La NOUVELLE-CALEDONIE semble avoir été à ce moment complètement émergée et l'érosion a certainement fait disparaître une grosse partie des dépôts jurassiques" (J. AVIAS, 1953). On peut rattacher cette amorce orogénique à l'orogénie néozélandaise du Crétacé inférieur (Hokonui orogen).

Cette émergence marque une coupure dans le type de sédimentation qui, d'essentiellement grauwackeux, devient par la suite à schistes et grès. Elle dure semble-t-il, pour une partie au moins de la zone de subsidence, pendant le Crétacé inférieur et peut-être le Crétacé moyen.

Le Crétacé moyen ou la base du Crétacé supérieur correspond à une grande transgression. La sédimentation se poursuit régulièrement dès lors durant le Crétacé supérieur et l'Eocène. Cependant s'ébauche, à l'Eocène moyen selon P. ROUTHIER (1953 p. 116), la phase orogénique qui atteindra son paroxysme durant l'Oligocène. Selon cet auteur l'Eocène à faciès

flysch (Flysch de Bourail) est lié à celle-ci.

Liées aussi à ces prémices orogéniques, d'importantes venues ophiolitiques, basaltes puis roches ultrabasiques, caractérisent la fin des temps éocènes et le début de l'Oligocène. C'est dans cette dernière époque que se place la phase orogénique paroxystique qui érige la NOUVELLE-CALEDONIE actuelle.

La période post-Oligocène à nos jours n'est marquée que par des variations relatives du niveau de base qui se traduisent par des reprises d'érosion, des ennoiements et des terrasses côtières.

Quatre phases principales peuvent être distinguées (W.R. DAVIS, 1925)

- I - Pénéplanation (Miocène) = Pénéplaines reliques ,
- II = Surrection importante (500 - 600 m) = relief jeune actuel,
- III = Ennoyage (200 m) = alluvionnement - rias - récif barrière ,
- IV = Léger soulèvement (1,50 - 0,30 m) = terrasses, marais périodiques.

B. DELIMITATIONS ET SITUATION GEOLOGIQUE DU SECTEUR ETUDIE (planche II)

1. DELIMITATION.

Notre secteur couvre l'extrémité septentrionale de la NOUVELLE-CALEDONIE et se prolonge, vers le sud-est, le long du versant oriental de cette île.

Il est limité dans toute la partie nord-est par l'océan Pacifique. Ses autres limites, sud-ouest et sud, sont formées successivement par la rivière NEMOUE, de son embouchure à sa source ~ la dorsale orographique principale de l'île jusqu'au Col de PANNO ~ le sentier Col de PANNO à OUEEN-KOUT (dans la vallée de la TIPINDJE) ~ la ligne de crête séparant les eaux des rivières TIPINDJE et THIEM de celles de la TIWAKA. La surface ainsi enfermée est d'environ 2000 Km². Il faut de plus y ajouter les îles BAABA, BALABIO et PAM, reliques d'une partie submergée de l'extrémité septentrionale.

2. SITUATION GEOLOGIQUE (Pl. III)

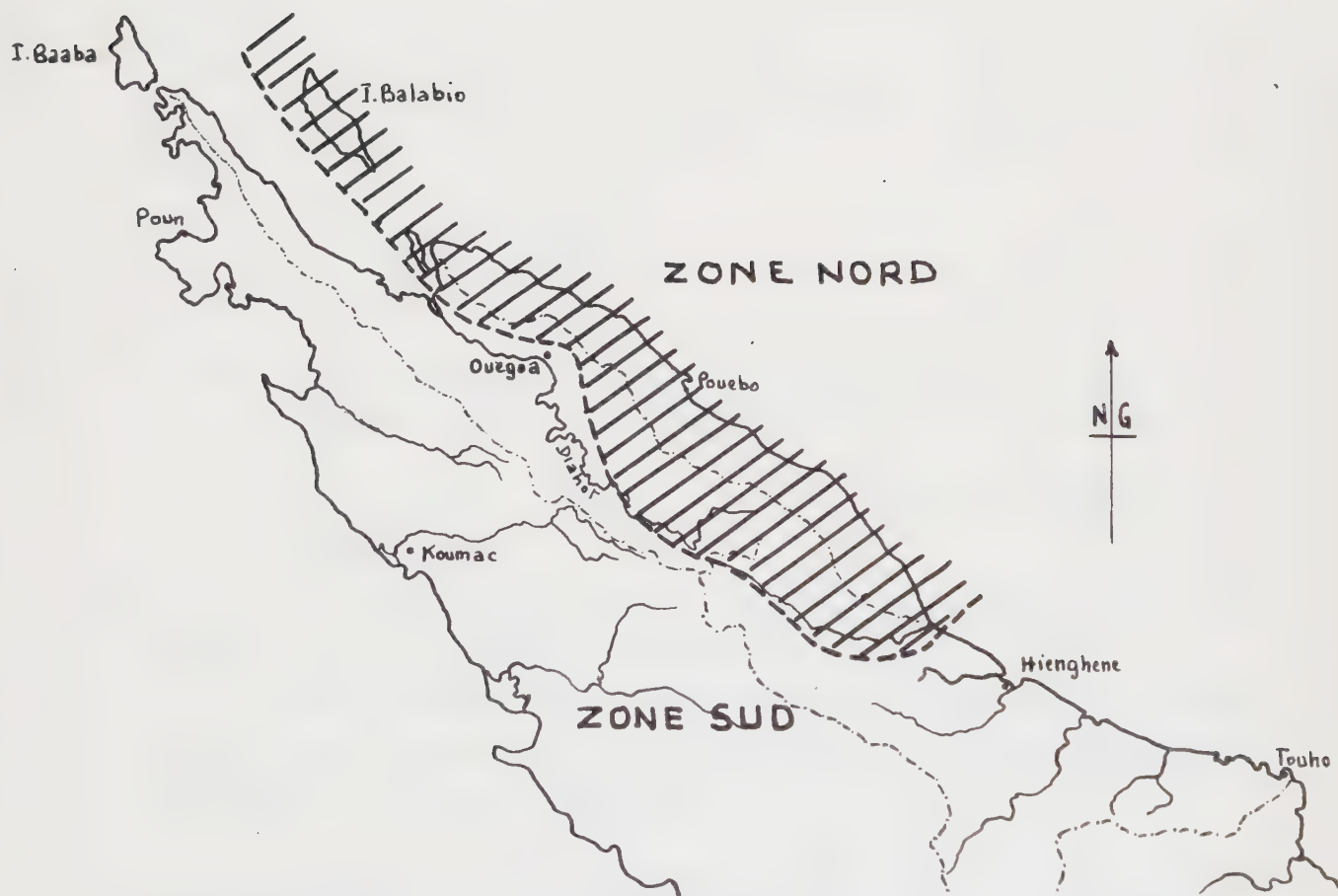
Le secteur ainsi délimité couvre la plus grande partie de " l'arc métamorphique septentrional " (cf. Introduction, A-2§b). C'est-à-dire les terrains mésozoïques et cénozoïques plus ou moins métamorphiques qui dessinent un arc incurvé vers le nord-est, entre l'extrémité septentrionale de l'île et le Cap TOUHO.

Cet arc peut être divisé en deux zones (cf. première partie, introduction au coupes et troisième partie, ch.1 § C.):

- la ZONE NORD, formée par la bande des terrains les plus métamorphiques, micaschistes, gneiss albitiques, glaucophanites à épidote. Cette zone est située le long de la côte, du côté concave de l'arc, dans la branche septentrionale de celui-ci. Dans leur plus grande partie les terrains qui la constituent sont, nous le verrons (2ème partie, ch.6 - II, C) d'âge méso et cénozoïque. On n'y retrouve pas, cependant l'équivalent des divisions stratigraphiques que l'on peut faire dans les terrains non métamorphiques de ces époques. Il y existe aussi des terrains paléozoïques (Série du BOUEINDEP, Dévonien-Permien) sur lesquels les terrains méso et cénozoïques sont disposés en discordance.

- la ZONE SUD, formée par des terrains moins métamorphiques (sérieciroschistes et schistes). Ceux-ci passent progressivement vers le sud-ouest et l'ouest aux terrains non métamorphiques (Baie de NEHOUE, Bassin de KOUMAC). Cette zone constitue le reste de l'arc métamorphique, c'est-à-dire la partie sud-ouest de la branche nord et la branche sud. Les terrains non métamorphiques qui forment la ^{côte} Ouest de cette partie de l'île se rattachent à cette zone. Il n'y a d'ailleurs aucune coupure lithologique et stratigraphiques entre eux et les terrains métamorphiques. Il est possible de faire dans cette zone des divisions parfaitement rattachables aux principaux ensembles stratigraphiques du territoire.

SITUATION DES TERRAINS DE LA ZONE NORD ET DE LA ZONE SUD



Echelle approximative : 1 / 850 000 *



C. GRANDS TRAITES GEOGRAPHIQUES DU SECTEUR ETUDIE - GEOMORPHOLOGIE.

1. DIVISIONS DU SECTEUR - PRINCIPAUX TRAITES GEOGRAPHIQUES.

Géographiquement c'est un secteur sans unité. Il est constitué par le rassemblement d'un certain nombre de régions souvent mal délimitées et dont la distinction repose sur des critères géographiques variés. Afin d'éviter la confusion qu'apporterait l'utilisation du découpage usuel, j'ai divisé ce secteur en unités moins nombreuses, bien délimitées, en me basant sur l'unique caractère morphologique. On est ainsi amené à partager le secteur en trois régions (planche IV.)

- La région DIAHOT-NEHOUE.
- La chaîne du MONT-PANIE.
- La région d' HIENGHIENE.

a. La région DIAHOT-NEHOUE, est la plus septentrionale. Elle est limitée:

- au sud-est, par le cours ~~du ruisseau~~ DIAHOT et la crête axiale principale de l'île,
- dans sa partie centrale, par le cours inférieur du DIAHOT et par la rivière NEHOUE,
- au nord-ouest⁽¹⁾, par la baie d' HARCOURT, basse vallée ennoyée du DIAHOT et les baies de NEHOUE et BANARE.

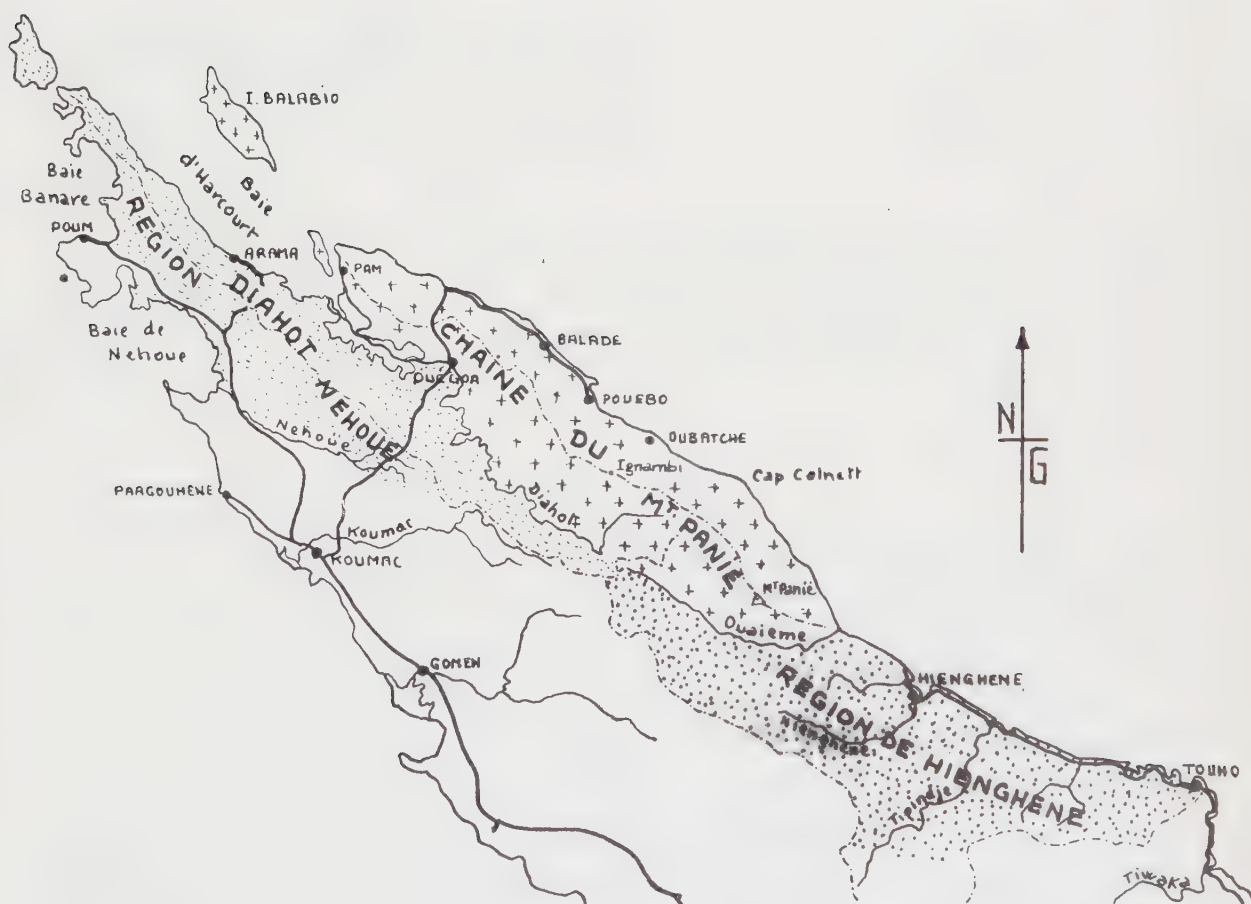
Morphologiquement, cette région basse (0 - 300 m) est caractérisée par l'extrême détail de ses formes que souligne un réseau exceptionnellement dense de thalwegs (planche V).

b. La région de la chaîne du MONT-PANIE, est très simplement limitée à l'est par la côte pacifique, à l'ouest et au sud-ouest par les cours opposés du DIAHOT et de la OUAIEME. Sa longueur est d'environ 60 Km. pour une largeur d'une quinzaine de Km. en moyenne.

Elle offre au regard un contraste morphologique frappant. Région haute, (le Mont PANIE à 1628m est le point culminant de la NOUVELLE-CALÉDONIE)

(1) Cette extrémité nord-ouest porte usuellement le nom de PÉNINSULE d'ARAMA, mais j'ai préféré l'intégrer à la région DIAHOT-NEHOUE à laquelle elle se rattache morphologiquement.

DIFFERENTES REGIONS COMPOSANT LE SECTEUR ETUDIÉ



Echelle approximative : 1/850 000.

elle forme un bloc massif de forme simple: deux versants abrupts se rejoignant le long d'une crête faîtière élevée. De profil quasi-rectiligne, cette crête est à peine entamée par les cols ou accidentée par les sommets. Les formes sont massives, crêtes puissantes, ravins profonds. L'île BALABIO, située dans le prolongement nord-ouest de cette chaîne, bien que basse (277m au Mont BALABIO), conserve le même style morphologique. Elle représente une portion de la partie septentrionale de la chaîne immergée.

c. La région de HIENGHIENE la plus méridionale, est une portion du versant Est de la Grande Terre. Elle est limitée au nord-ouest par la ligne de crête séparant le bassin de la rivière TIWAKA des bassins des rivières THIEM et TIPINDJE.

C'est une région montagneuse et d'altitude assez élevée (moyenne 400-500m, maximum 1000m). Elle montre un type de morphologie massive, assez voisin de celui de la région précédente, mais plus découpé et aéré par de belles rivières à cours transverse.

d. Autres traits géographiques de ces régions.

Deux types de végétations d'affrontent: un type sec, le maquis dans les régions de basse altitude, un type humide, d'altitude, la forêt. La savane et le maquis occupent la région DIAMOT-NEHOUE dans sa quasi-totalité, la plus grande partie de la région de HIENGHIENE, les parties basses, ou abritées des vents du sud-est de la chaîne du Mont PANIE. La forêt a son domaine d'élection dans la Chaîne et aussi dans les parties les plus élevées de la région HIENGHIENE. La forêt est indifférente aux variations lithologiques du sous-sol. Par contre les types secs manifestent une sensibilité parfois extrême à la composition de celui-ci. Ceci se traduit par l'existence d'associations végétales caractéristiques de certains types de roches.

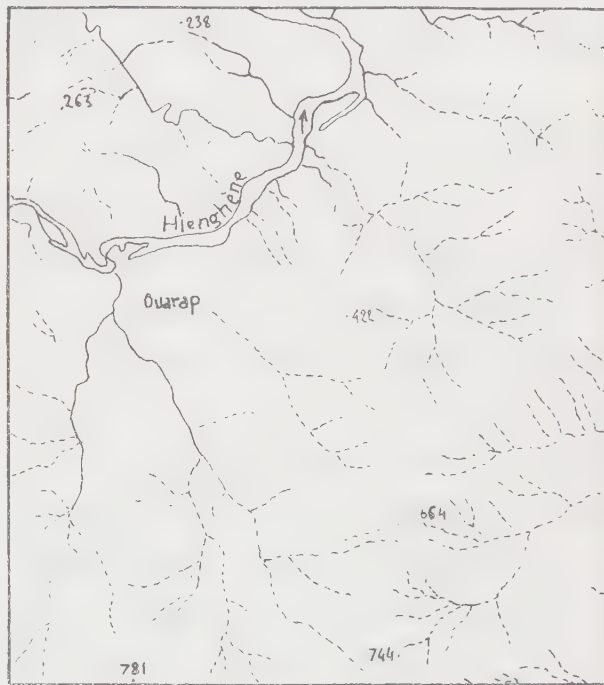
Le climat, considéré sous l'angle de la pluviométrie est fonction de l'altitude et de l'exposition des versants. La région DIAMOT-NEHOUE, basse et abritée, est une région sèche (moins de 1mètre de précipitation par an). Ce caractère est d'ailleurs aggravé par la végétation du type

DIFFERENCES DE DENSITE DES RESEAUX HYDROGRAPHIQUES ENTRE LES DIFFERENTES REGIONS

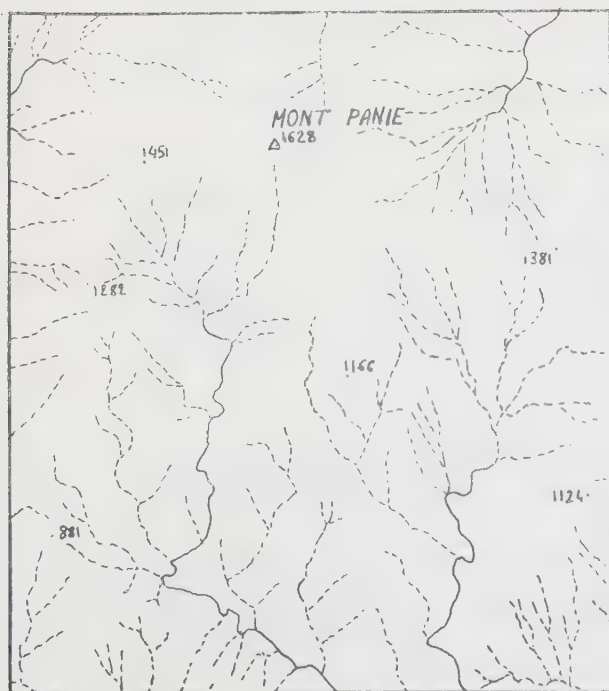
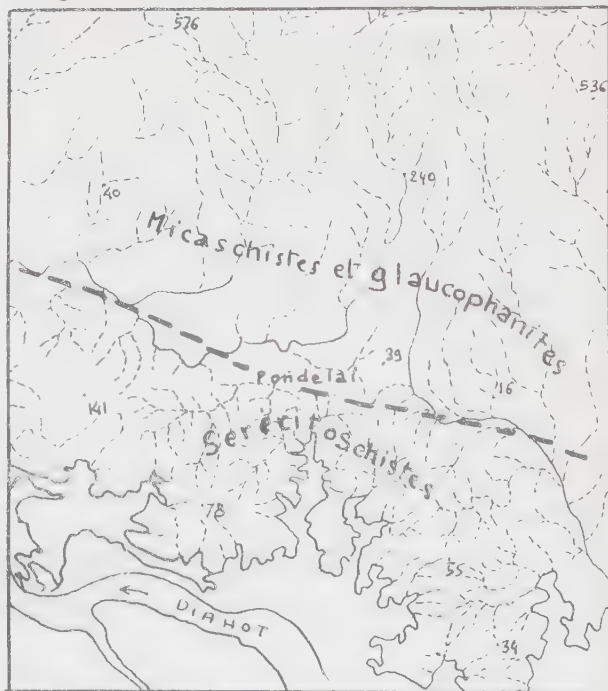
Region Diahot-Nehoue



Region de Hienghene



Chaine du Mont Panie

opposition entre les
regions Diahot-Nehoue et de la chaine du M^t Panie.

savane ou maquis qui favorise l'évaporation rapide. La région de HIENGHIENE, un peu plus élevée mais surtout bien exposée aux alizées du sud-est, est beaucoup plus arrosée (2m annuellement). La région de la CHAINE, élevée avec un versant bien exposé aux alizées, est très arrosée (3m et plus peut-être), d'autant plus que la forêt dense qui la couvre favorise la formation des précipitations.

La population est inégalement répartie et certaines régions particulièrement hostiles sont totalement délaissées, l'intérieur de la Chaîne par exemple. Cette population est formée de deux groupes ethniques dont la répartition est assez différente:

- les autochtones (mélanésiens), au nombre de 1800 à 2000, se groupent principalement dans les réserves échelonnées le long de la côte (TIARI, BALADE, POUÉBO, OUBATCHE, YAMBE, DIAHOUE, COLNETT, PANIE, OUAIEME, HIENGHIENE, TIPINDJE, THIEM, TOUHO). Les réserves sont plus rares le long des vallées du DIAHOT (PARAOUA, BONDE, PAIMBOAS) et de la OUAIEME (PAANA)

- les Européens, moins nombreux 900 environ, sont groupés dans les centres de OUEGOA (400 h.) au bord du DIAHOT, POUÉBO (130 h.), HIENGHIENE (280 h.) et TOUHO (170 h.) le long de la côte Est. Ces centres ne constituent pas en fait de vrais villages, ce sont des pôles administratifs autour desquels la population composée de colons, reste assez dispersée.

L'économie est agricole à dominance d'élevage dans la région DIAHOT-NEHOUE et de culture de café dans la région de HIENGHIENE. Il y eut cependant à l'aube de ce siècle et jusque vers les années trente une économie minière basée sur l'exploitation de petits gîtes d'or, de cuivre et de plomb, à peu près tous situés dans la vallée du DIAHOT.

3. GEOMORPHOLOGIE.

Pour terminer cette partie consacrée à la géographie de notre secteur d'étude, nous allons revoir quelques aspects physiques en fonction des

indications qu'ils nous apportent, tant sur le passé géologique récent du territoire, que sur la configuration et la composition du sous-sol dans lequel ils ont été modelés.

La morphologie y est en effet fonction d'une part des variations relatives du niveau de base qui ont eu lieu depuis l'époque miocène environ et d'autre part de la composition et structure du sous-sol.

a. Relations de la morphologie avec les variations du niveau de base.

Je rappelle brièvement les résultats des travaux de W.M.DAVIS(1925) complétés des observations des membres de la mission O.R.S.O.M.(1). Ils aboutissent à distinguer quatre phases remarquables dans l'évolution paléographique de la NOUVELLE-CALÉDONIE, depuis le Miocène.

- I. Pénéplanation
- III. Rajeunissement du relief, dû à un très important abaissement relatif du niveau de base.
- III. Ennoiement d'une partie des anciens rivages dû au relèvement relatif important du niveau de base.
- IV. Léger abaissement récent (1 à 2 mètres)

- Phase I : pénéplanation

Des reliques de l'ancienne pénéplaine s'observent dans les régions de la chaîne du MONT-PANIE et DIAHOT-NEHOUE.

La dorsale orographique principale de la Chaîne du Mont-PANIE montre, entre le Mont-PANIE et l'extrémité nord de la Chaîne (PAM), un profil généralement plat, faiblement incliné vers le nord et qui évoque le profil d'un ancien plateau. Ce rapprochement est parfaitement confirmé par l'observation, dans la portion nord-est de la chaîne (entre PAM et le Col d'AMOSS) d'un plateau aux formes moutonnées à la morphologie soignée qui forme la région dorsale de la Chaîne en cet endroit. Par ailleurs toujours le long de cette crête dorsale un peu à l'est du Col d'AMOSS, on peut observer des reliques de cuirasse latéritique sur un substratum riche en filons serpentiniteux.

La crête de DAMBOUR, chaînon de la dorsale principale dans la région DIAHOT-NEHOUE, au sud de l'ancienne mine PILOU, a un profil rectiligne et horizontal. Celui-ci s'oppose aux profils en dents de scie des crêtes voi-

(1) Office de la Recherche Scientifique Outre-Mer - Mission effectuée en Nouvelle-Calédonie par P.Routhier, J.Avias, A.Arnould - 1946.1950

sines plus basses. Les sols résiduels fossiles, que A. NOESMOEN et moi-même avons pu observer dans les replats élargis de cette crête, confirment là aussi l'existence de restes de l'ancienne pénéplaine.

Ces deux observations faites de part et d'autre du DIAHOT, à une quinzaine de kilomètres de distance, montrent que l'altitude actuelle de ces deux fragments de pénéplaine est assez différente: 275 m. à DAMBOUR, 500 à 600 m. dans la partie nord de la Chaîne. Si l'on compare ces altitudes aux 600 m. du fragment d'ancienne pénéplaine qui forme le dôme de TIERAGHI, (au sud-ouest de DAMBOUR) il apparaît que la région DIAHOT-NAHOUE était, au Miocène comme de nos jours, une région basse bordée par des reliefs plus élevés au nord-est et au sud-ouest.

- Phase II - abaissement du niveau de base.

Cet abaissement ouvre un nouveau cycle d'érosion qui de nos jours n'est pas achevé. Il est à l'origine de ce relief jeune qui est celui d'à peu près toute la NOUVELLE-CALEDONIE actuelle. Il n'est donc pas particulièrement difficile de trouver les formes qui s'y rattachent mais il est intéressant de rechercher celles qui schématisent cette reprise d'érosion: les reliefs emboîtés, les surimpositions.

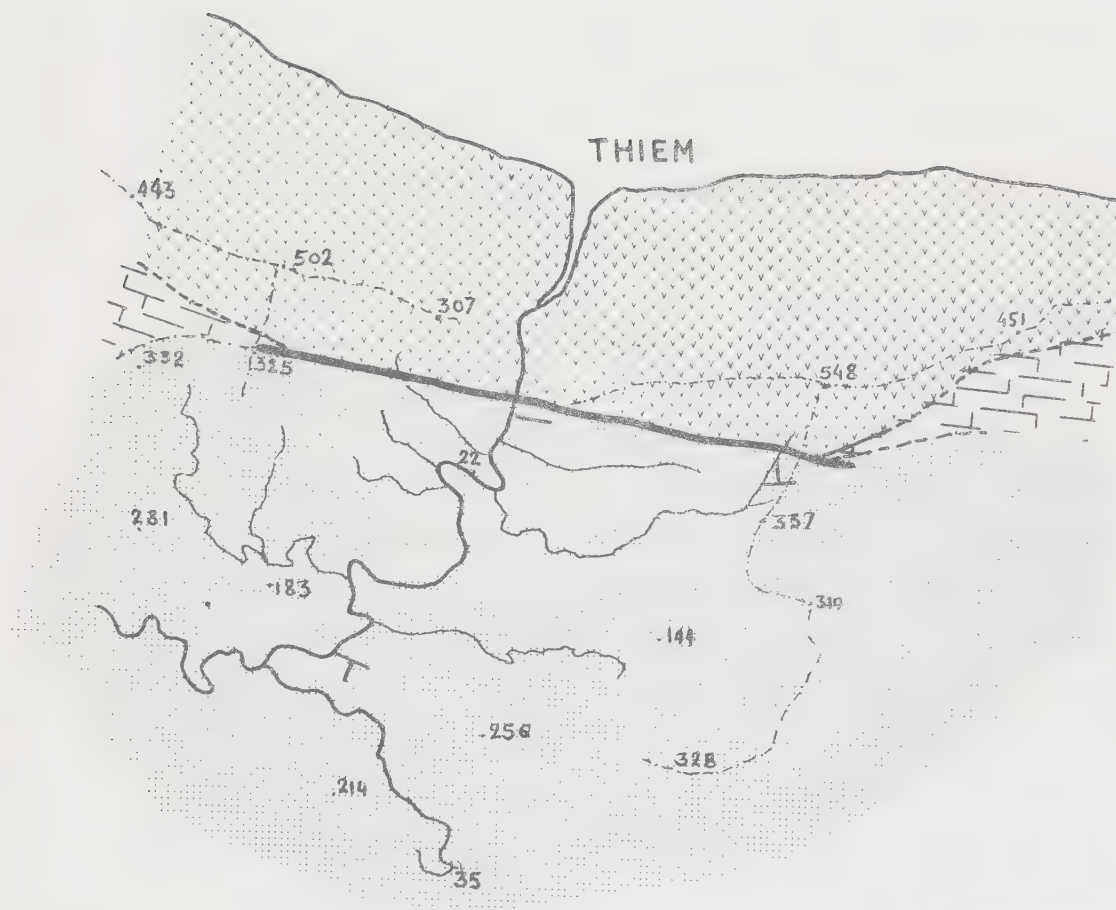
De très beaux exemples de vallées emboîtées apparaissent en bordure nord-est de la petite pénéplaine relique qui forme la dorsale de la Chaîne, dans la région du MANGUIBOBO (entre PAM et AMOSS).

Le plus bel exemple de surimposition apparaît le long de la rivière THIEM (région de HLENGHENE, planche VI). Celle-ci aboutit à la mer en sciant transversalement une puissante barre basaltique, qui forme un relief plus élevé (supérieur à 500 m.) que celui de l'arrière pays (200-300 m). Cet arrière pays traversé par le cours moyen de la rivière est façonné dans des formations schisteuses. De part et d'autre de la gorge creusée par la THIEM, l'altitude de la barre basaltique est de 502 et 548m. ce qui amène à conclure, à moins de nier la surimposition, que l'ancien cours de la THIEM a dû être au-dessus de cette altitude. Par conséquent l'abaissement du niveau de base se chiffrait ici autour de 600m.(1)

Il a été reconnu que cet abaissement relatif important du niveau de base était compliqué de flexure longitudinale et mouvement de bascule

(1) Un tel chiffre de 600 m. est aussi celui que P. ROUTHIER (1953, p.238) déduit de la surimposition de la rivière VOH (côte Ouest).

SURIMPOSITION DE LA RIVIERE THIEM



-  Basalts de la série de la Thiem
-  Schistes et phénites de la série de la Nehoué (formation de Maïna)
-  Schistes de la série du Diahot (formation de Hienghène)

ECHELLE : 1/50.000^e

transverse. Le mouvement de bascule transverse se traduit par la dissymétrie des versants Est et Ouest: des reliefs abrupts et élevés bordent la côte Est alors que la côte Ouest est basse et frangée de rivages marécageux. La flexure longitudinale apparaît dans l'envoyage plus prononcée pour l'extrémité septentrionale que pour les régions plus au sud-est (échancrement profond des baies de l'extrémité septentrionale, îlots nombreux, récif barrière s'éloignant des côtes vers le nord-ouest)(1).

- Phase III - élévation du niveau de base.

L'amplitude de cette élévation serait d'après Monsieur DAVIS de l'ordre de 200m. Elle se traduit par un envoyage des basses vallées qui est particulièrement évident dans la partie septentrionale de notre secteur. On remarquera en particulier la basse vallée du DIAHOT bordée de marécages et remontée par la mer jusqu'à 30 km. de son embouchure (sur la moitié de la longueur de ce fleuve). Nous avons déjà parlé de l'échancrement profond des baies de la région DIAHOT-NEHOUE, image d'une submersion plus importante de cette partie du territoire néocalédonien. La flexure longitudinale évoquée dans la seconde phase augmenterait ici l'importance de cette submersion. Cette submersion est créatrice des petites îles (BALABIO, PAM, BAABA, îlots de la Baie BANARE) sommets de terres immergées.

Enfin, l'individualisation du récif barrière qui ceint tout le territoire s'est faite à cette époque.

- Phase IV - abaissement du niveau de base.

Cet abaissement amène l'exondation d'une partie des basses régions côtières. Il est à l'origine des terrasses côtières à 0,30 et 1,5m. qui apparaissent le long de la côte Est de notre secteur. D'autres preuves de cet abaissement sont fournies par les marais asséchés de la basse vallée du DIAHOT. Ces marais ne sont plus actuellement submergés qu'aux marées d'équinoxe.

(1) Ces observations ont déjà été faites par la plupart des auteurs qui se sont intéressés aux mouvements récents de l'île. Elles sont en particulier bien détaillées dans le mémoire de P. ROUTHIER (1953, p. 237).

b. Relations de la morphologie avec le substratum.

Ces relations apparaissent dans le réseau hydrographique qui s'oriente en fonction des lignes structurales du sous-sol. De plus, le modelé des formes varie selon la nature des roches.

- le réseau hydrographique.

Dans l'ensemble de notre secteur, le réseau hydrographique apparaît guidé par les lignes structurales. Cependant on est amené à faire des distinctions entre la disposition des cours principaux et celle des cours secondaires et de leurs ramifications.

Les rivières principales sont, soit subséquentes (DIAHOT - NEHOUE-OUAIEME), soit conséquentes et il s'agit de la majorité d'entre elles (TANGHENE - HIENGHENE - TIPINDJE - THIEH - TIWAKA). Mais cet ajustement aux lignes structurales est, si on le regarde de plus près, assez grossier.

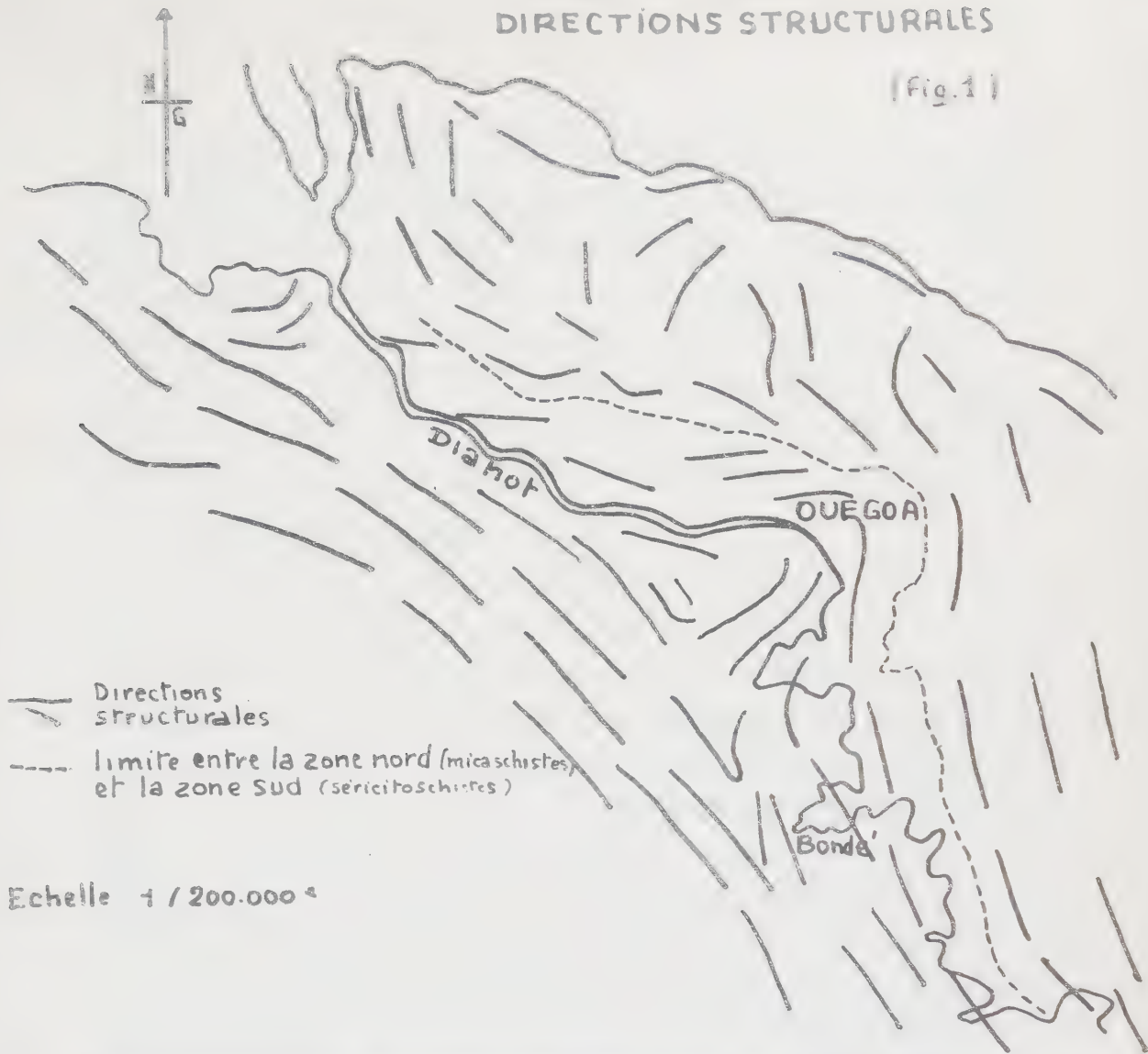
Prenons comme exemple de cours subséquent le DIAHOT dans sa partie inférieure et moyenne (planche VII, fig.1). Il suit dans l'ensemble les directions structurales et le coude remarquable qu'il fait dans la région d'OUEGOA correspond à une inflexion est - ouest puis nord - sud de ces directions. Mieux, le cours de ce fleuve est installé à peu près selon une limite lithologique, entre le massif des micaschistes de la Chaîne et les schistes et séricitoschistes de la région DIAHOT-NEHOUE. Mais il ne suit cette dernière limite qu'à un ou deux km. près. De plus le cours dans l'ensemble parallèle aux directions structurales, est dans le détail accidenté par des méandres. Ceux-ci, remarquables dans la région OUEGOA-BONDE, ne correspondent à aucun accident particulier du sous-sol. Le DIAHOT est donc un cours fidèle en gros aux lignes structurales du sous-sol, mais indépendant de celles-ci dans le détail. De tels faits peuvent s'expliquer si on imagine que ce fleuve avait, à l'époque de la pénéplanation, un cours déjà subséquent mais laissé dans le détail à une certaine indépendance du fait de son parcours dans une zone pénéplanisée. Lors de la phase II ce cours s'est encaissé, tel quel ou à peu près. Les lignes structurales que nous observons de nos jours sont à peu près les mêmes que celles affleurant au Miocène, ce qui expliquerait l'allure subséquent d'un cours qui serait en fait surimposé.

De telles observations peuvent généralement se faire sur les autres rivières à cours subséquent ou conséquent. Ceci nous amène à conclure que les cours d'eau principaux de notre secteur n'ont pas, malgré les apparences, un trajet guidé par l'actuel substratum.

COURS DU DIAHOT ET DIRECTIONS STRUCTURALES

Pl. VII

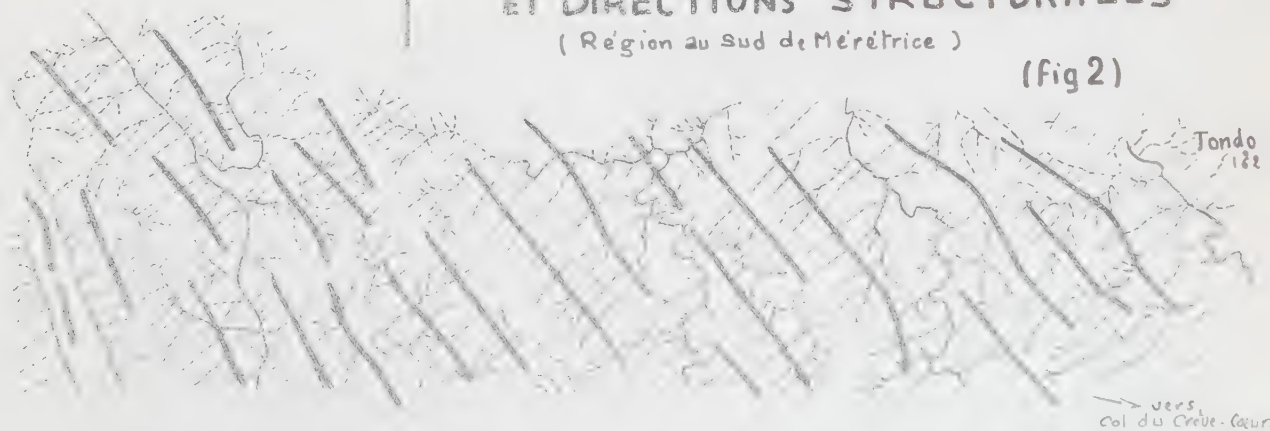
(Fig. 1)



Echelle 1 / 50000^e

RAMIFICATIONS DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE ET DIRECTIONS STRUCTURALES (Région au sud de Mérétrice)

(fig 2)



Il en est tout autrement des cours secondaires et surtout des extrêmes ramifications de ceux-ci. Il apparaît en effet que ce réseau, bien qu'étant selon toute vraisemblance surimposé à l'origine, s'est à nouveau laissé guider par les directions du substratum au cours du creusement, ceci d'autant plus que le cours d'eau était moins important. Ainsi s'expliquerait l'indépendance des cours principaux s'opposant à l'extrême fidélité du réseau des petits thalwegs qui forme parfois une vraie carte des directions privilégiées du sous-sol (planche VII fig.2).

- le modelé des formes.

D'une manière générale le modelé du relief apparaît extrêmement dépendant de la lithologie. Il convient d'ailleurs de faire remarquer que les roches interviennent dans ce modelé soit directement, par leurs propres qualités de résistance mécanique et chimique, soit indirectement, par l'intermédiaire de la couverture végétale. Nous avons déjà pu noter en effet qu'il existait de nombreux types d'associations végétales apparaissant sélectivement en relation avec des roches ou formations bien définies. L'action protectrice de la végétation, variable suivant les associations est donc aussi variable suivant le type lithologique recouvert. La couverture végétale apporte donc un facteur supplémentaire de diversification du modelé en fonction du sous-sol. Ceci n'est d'ailleurs valable que pour les " types secs " de végétation. La forêt, qui couvre indistinctement toutes les roches a, au contraire, une action qui tend à monotoniser les formes du relief.

Nous n'entrerons pas dans le détail d'une étude des relations modelé-lithologie, étude intéressante mais qui sortirait du cadre de cet ouvrage. Seuls quelques exemples types sont cités ici:

- des formes vives, acérées, formant un paysage de colline aigües aux flancs guillochés, sont caractéristiques des schistes siliceux éocènes. Il ne pousse sur ces collines qu'un très maigre maquis à maouilis arbustifs qui les laisse quasi-dénudées.

- une morphologie presque aussi détaillée mais avec un modelé nettement arrondi, caractérise les schistes et séricitoschistes crétacés. Ils sont recouverts par une végétation de type savane.

- les serpentines ont une morphologie plus massive un modelé plus empâté. Un maquis à gâïacs (*Acacia spirorbis*) les recouvre généralement.

- les micaschistes ont aussi des formes plus massives mais ils présentent fréquemment un modelé guilloché et assez acéré lorsqu'ils ne sont

pas couverts par la forêt.

D'autres exemples abondent, souvent pour le moindre détail lithologique, nous ne pouvons les passer tous en revue.

HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS BUT ET PLAN DE L'OUVRAGE - DEFINITIONS

A. HISTORIQUE.

L'évolution des connaissances et des idées sur ces régions peut se diviser en deux époques.

La première qui pourrait s'appeler celle des pionniers est marquée par les noms de GARNIER (1863-1866), HEURTEAU (1876), PELATAN (1892), GLASSER (1903). Mais ces derniers auteurs, essentiellement préoccupés de reconnaître les richesses minérales, ne laissent que des observations fragmentaires. C'est surtout à Maurice PIROUTET (1901-1917) que l'on doit l'essentiel du travail de défrichage de ce secteur, travail qui s'inscrit dans le cadre de la première étude géologique d'ensemble de la NOUVELLE CALEDONIE.

De cette époque il nous reste un répertoire des faciès principaux: micaschistes, gneiss (que nous verrons être albitiques), séricitoschistes, schistes, quartzites schistoïdes de PIROUTET qui sont des ~~phéocristes~~ ^{phéocristes} métamorphiques, calcaires, serpentines, taloschistes et glaucophanites. Il nous reste aussi, dues à PIROUTET, des coupes d'une excellente observation mais dont il faut se garder de conserver l'interprétation. En effet, la stratigra-

phie des terrains métamorphiques, alors considérés comme étant les plus anciens, était faite selon leur degré de cristallinité. Ainsi PIROUTET reconnaît dans notre secteur deux étages: les schistes cristallins anciens qui sont les micaschistes et gneiss, surmontés par les schistes et séricitoschistes attribués à l'Algonkien. Pourtant cet auteur avait tenu la clef qui lui aurait ouvert la stratigraphie de ces régions. En effet il a rapproché les calcaires du Creek BAMBOU, situés au coeur de terrains dont il reconnaît le métamorphisme, des calcaires du bassin de KOUMAC dont il avait montré l'âge nummulitique. Mais il ne pousse pas plus loin ce rapprochement et place dans son Algonkien les calcaires, pourtant semblables situés sur la rive gauche du DIAHOT.

Il convient néanmoins de rendre hommage à celui qui a marqué de son travail et de sa personnalité la connaissance géologique de la NOUVELLE-CALEDONIE. On doit à PIROUTET les bases de la stratigraphie dans ce territoire et un énorme travail de défrichage accompli avec peu de moyens matériels dans un pays à l'époque encore humainement mal soumis et dangereux.

La seconde époque, qui pourrait s'appeler l'époque moderne, s'ouvre par la publication d'un mémoire d'A. LACROIX (1942) sur les glaucophanites de ces régions. Il s'agit d'un ouvrage qui s'avérera fondamental tant pour la compréhension du métamorphisme que pour celle de la stratigraphie. Cet auteur y montre la transformation des dolérites en glaucophanites, par l'intermédiaire de trois stades: un stade de dolérite peu transformée à pumpellyite, un stade plus métamorphique de dolérite à glaucophane et lawsonite, enfin le stade final de glaucophanite à épidote. Tout en prouvant que les glaucophanites dérivent de roches volcaniques basiques, il ouvre le champ à la perspective d'une zonéographie dans le métamorphisme à glaucophane.

A partir de 1946, P. ROUTHIER et A. ARNOULD consacrent une partie de leur activité à l'étude de ces régions. J. AVIAS y participe aussi en ce qui concerne la reconnaissance de la région de HIENGHIENE.

P. ROUTHIER (1953), montre l'existence d'Eocène dans le métamorphisme en effectuant le rapprochement entre les calcaires et phyllites de la région de rive gauche du DIAHOT (roche MAUPRAT - roches de DIAVEL) et ceux éocènes, du bassin de KOUMAC. Il pressent aussi la présence de formation équivalente à la " Formation à Charbon " crétacée mais y rapporte des terrains que nous verrons appartenir essentiellement à l'Eocène. Dans la région située en bordure de la BAIE de NEIOUE cet auteur remarque l'individualité de la " formation des grès et schistes feldspathiques de la Baie de NEIOUE ", mais hésitant à lui attribuer l'âge crétacé que nous verrons être le sien laisse en suspens le problème de sa datation. En ce qui concerne la connaissance du métamorphisme, on lui doit le contexte cartographique qui manquait à l'étude de LACROIX et une zonéographie dans les termes les moins profonds du métamorphisme à glaucophane; il cartographie en effet un " front " des glaucophanites qui représente la limite entre la zone des dolérites de " type vert " à pumpellyite et celles de " type bleu ", plus profond, à glaucophane-lawsonite.

L'étude de A. ARNOULD (1958) nous apporte surtout pour les régions de notre secteur auxquelles il s'est intéressé, des résultats relatifs au métamorphisme: - existence d'une sub-zone " à glaucophane - épidote ", déjà pressentie par LACROIX et ROUTHIER - étude des faciès albitiques pour lesquels il nie, comme d'ailleurs pour les faciès glaucophaniques, la possibilité d'une métasomatose sodique - découverte d'un jalon important pour la datation des terrains métamorphiques, par la présence d'une microfaune éocène dans un calcaire métamorphique de TAO. Enfin cet auteur conclut à l'existence de deux phases métamorphiques surimposées: la première s'étendant sur une longue période Jurassique-Eocène, et qui serait à l'origine des micaschistes et séricitoschistes (" édifice greenschist " d' A. ARNOULD), la seconde qui serait à l'origine des faciès glaucophaniques et albitiques et serait une phase brève apparue lors de l'Orogénie, à l'Eocène moyen.

J. AVIAS et A. ARNOULD indiquent la présence d'Eocène et de Crétacé probable, de Jurassique possible et de la formation des grauwackes dans la

région de HIENGHIENE. Tous ces ensembles faciaux sont légèrement métamorphiques. Ces auteurs ne sont toutefois pas entièrement d'accord sur la position de la limite supérieure du Jurassique.

En définitive, les études des auteurs de la seconde époque, marquent un progrès considérable en nous faisant connaître l'existence d'Eocène et vraisemblablement de crétacé métamorphiques et en nous donnant une zonéographie dans les faciès glaucophaniques du métamorphisme. Elles nous apportent aussi des renseignements pétrographiques beaucoup plus complets. Mais elles restent par contre très pauvres en ce qui concerne la stratigraphie de l'ensemble des terrains même faiblement métamorphiques. Les régions de HIENGHIENE et NEMIOUE-KOUMAC mises à part, l'ensemble du secteur a été levé en carte de faciès métamorphiques. Cette absence de stratigraphie entraîne une étude tectonique réduite à peu de choses et surtout à des vues erronées. Enfin bien des problèmes importants relatifs à l'étude du métamorphisme restent pendants: le problème de la métasomatose n'est réglé par A. ARNOULD qu'à l'aide d'un artifice. Cet auteur suppose sans en apporter de véritable preuve que les faciès albitiques sont issus de roches originellement riches en albite (roches volcaniques acides). L'existence d'un front métamorphique discordant par rapport aux plissements, pressentie par P. ROUTHIER, n'est ni mise en évidence ni expliquée. Nous n'avons que peu de renseignements sur le passage d'une zone métamorphique à l'autre. La zonéographie n'est envisagée que sous l'angle des faciès glaucophaniques, etc...

Enfin, s'intégrant à cette même époque récente et bien qu'il s'agisse de travaux fragmentaires et n'ayant fait l'objet d'aucune publication, il importe de préciser l'importante part apportée par mes collègues du B.R.G.M.

G. ROSSELLO (1956 - 1957) montre la présence de deux types de formations dans les séricitoschistes de la rive gauche du DIAHOT, formations qu'il rapporte au Crétacé et à l'Eocène. Il montre ainsi qu'une stratigraphie doit pouvoir être faite dans ces terrains faiblement métamorphiques. Il signale de plus la découverte des premiers fossiles, des Inocerames d'âge

sénonien, dans la formation inférieure.

A. NOESMOEN (1957) précise et traduit cartographiquement les formations observées par Monsieur ROSSELLO et amorce magistralement, en très peu de temps, une carte stratigraphique dans les terrains de la rive gauche du DIAHOT. Ses levés nous donnent déjà une idée juste de la tectonique de détail de ces régions en montrant l'existence de plis isoclinaux étroits et allongés et de plusieurs systèmes de failles.

Parallèlement à mes travaux R. MILLON par ses études de détail très précises et très fines, dans la région de rive gauche du DIAHOT, et A. WANTIEZ qui approfondit l'étude des formations de la base du Crétacé dans la région de HIENGHENE, apportent une importante contribution à la connaissance géologique de ces régions septentrionales.

B. BUT ET PLAN DE L' OUVRAGE.

Nous venons de voir que, dans l'ensemble, surtout en ce qui concerne les régions DIAHOT-NENIOUE et la Chaîne du Mont PANIE, nos prédécesseurs n'avaient pas cherché à approfondir la stratigraphie des terrains métamorphiques. Cependant, les travaux de G. ROSSELLO et A. NOESMOEN mettaient l'accent sur la possibilité d'effectuer des divisions dans les schistes et séricitoschistes de la rive gauche du DIAHOT.

Aussi l'un des buts principaux de mon travail a-t-il été l'étude stratigraphique d'ensemble du secteur. Au cours de celle-ci j'ai été amené à revoir l'étude de la tectonique et nombre de problèmes posés par le métamorphisme.

Ce mémoire sera divisé en trois parties. Nous verrons dans la première des descriptions de coupes qui nous permettront de prendre contact avec les principales unités. La seconde partie sera consacrée à la description détaillée des formations. Ce sera la plus importante. Nous y verrons

aussi les éléments qui permettront de dater ces ensembles. La troisième partie fera le point en stratigraphie, tectonique et métamorphisme. Ce sera une partie de synthèse qui tiendra lieu aussi de conclusion.

C. DEFINITIONS.

1. PETROGRAPHIE.

a. Roches sédimentaires

- grauwackes.

Ce terme sera utilisé ici dans le sens adopté par nos prédécesseurs P. ROUTHIER, A. ARNOULD et J. AVIAS. Ce sens est celui donné par J. de LAPPARENT, auquel se réfère d'ailleurs P. ROUTHIER (1), " grés grossier à éléments anguleux unissant des matières d'origine détritiques: quartz, feldspaths, micas, arrachés à des formations anciennes, à des débris de roches volcaniques contemporaines de l'époque du dépôt, telles que andésites, rhyolites, ou à des minéraux provenant de la désagrégation de ces roches elles-mêmes".

b. Roches volcaniques

- diabase.

Sera employé pour les dolérites à faciès paléotypique, uralitisées et saussuritiques. LACROIX dans son étude sur les glaucophanites les désigne sous le nom de dolérites. Nous emploierons donc ce dernier terme lorsqu'il sera fait référence à cet auteur.

- roches vertes.

On désigne par ce vocable en général aussi bien les roches volcaniques

(1) Cité par P. ROUTHIER, (1953, p.21)

basiques à faciès paléotypique que les serpentines qui leur sont associées fréquemment dans les chaînes alpines. Lorsque j'emploierai ce terme ce sera dans un sens restreint, désignant seulement les roches volcaniques basiques, à l'exclusion des serpentines.

c. Roches métamorphiques.

Les termes d'ectinite, migmatite et ectinites métasomatiques seront employés selon le sens que leur donnent JUNG & M ROQUES dans leur classification zono-graphique. Rappelons en particulier que pour les ectinites métasomatiques les minéraux provenant de l'apport appartiennent à la zone des ectinites normales au sein de laquelle ils se développent. La métasomatose est dite isozonale et la succession des zones d'isométamorphisme est normale.

2. STRATIGRAPHIE.

Les "formations" sont des ensembles stratigraphiques distingués d'après leurs caractères lithologiques principaux. Ce sont des unités stratigraphiques locales.

J'appellerai "séries" des ensembles stratigraphiques plus vastes et dont l'importance géographique est à l'échelle de tout le secteur étudié et peut être étendue à tout le territoire. Ces séries groupent généralement plusieurs formations présentant un même caractère lithologique général. Stratigraphiquement, les séries que nous étudierons ont en gros l'importance d'un système. Par exemple la série schisto-argileuse du DIANOT correspond au Crétacé.

Les formations et les séries seront dénommées à l'aide d'une double désignation lithologique et géographique. Cependant ces dénominations étant généralement très longues nous utiliserons de façon courante une dénomination abrégée réduite à la seule désignation géographique. Par exemple la Formation des schistes et roches volcaniques de Pilou sera généralement appelée Formation de Pilou.

Première partie

C O U P E S G E O L O G I Q U E S

- A. COUPES DANS LA REGION DIAHOT-NEHOUE.
- B. COUPES DANS LA REGION DE HIENGHENE.
- C. COUPES DANS LA CHAINE DU MONT PANIE.

C O U P E S G E O L O G I Q U E S

INTRODUCTION.

Cette première partie est consacrée à l'examen d'une série de coupes effectuées dans les différentes régions qui composent notre secteur. Leur but est de donner une idée d'ensemble de la géologie de celui-ci.

Avant de commencer leur description, nous examinerons un tableau stratigraphique. Le classement, tel qu'il y est fait appelle toutefois une remarque: en plus des divisions stratigraphiques apparait une division spatiale des terrains, les terrains de la 1^{re} zone sud " et ceux de la 2^{de} zone nord "

Cette division, nous le verrons, amène une conclusion paléogéographique: l'existence de deux zones de sédimentation différente. Elle correspond aussi à un fait dans le domaine du métamorphisme: une coupure géomorphologique. Mais pour ne pas entrer dès maintenant dans l'interprétation des faits stratigraphiques ou dans l'étude du métamorphisme qui seront traités dans la troisième partie de cet ouvrage, nous nous bornerons à un point de vue purement stratigraphique et lithologique. Ces zones seront ainsi comprises comme une division de deux régions dans lesquelles les terrains sont en partie d'âge comparables mais où il n'est pas possible de faire la même stratigraphie.

Nous verrons dans la seconde partie de cet ouvrage comment sont définies les différentes séries et formations qui sont décrites au long des coupes.

TERRAINS DE LA ZONE SUD

ROCHES ULTRABASIQUES (Oligocène)	Serpentines
SERIE VOLCANIQUE DE THIEM (fin Eocène début Oligocène)	Diabases, basaltes, argilites, jaspes
SERIE SCHISTEUSE SILICO- CALCAIRE DU BASSIN DE LA NEHOUE (Eocène inférieur)	Formation des schistes et phtanites de la POUNOU Formation des schistes de la TAMBERI (1) Formation des schistes et phtanites de MAINA (2)
SERIE SCHISTO-ARGILEUSE DU DIAHOT (Crétacé)	Formation des schistes et roches volcaniques de PILOU (1) Formation des schistes du TONDO (1) Formation des schistes et roches volcaniques de HIENGHENE (2) Formation des schistes verts de la TIPINDJE (2)
FORMATION DES GRAUWACKES (Permo-Jurassique)	Grauwackes, schistes noirs, grès congloméra- tiques, diabases (2)

TERRAINS DE LA ZONE NORD

ROCHES ULTRABASIQUES (Oligocène)	Serpentines et talcschistes
SERIE DES MICASCHISTES DE LA CHAÎNE DU PONT PANIE (Paléogène-Crétacé)	Micaschistes et chloritoschistes Micaschistes à glaucophane Micaschistes albitiques Glaucophanites à épidote
SERIE DES LEPTYNITES ALBITIQUES DU BOUEHNDEP (Devono-Permien)	Leptynites albitiques chloriteuses

(1) - Région DIAHOT-NEHOUE et PENINSULE d'ARAMA - (2) Région de HIENGHENE -

SITUATION DES COUPES



ECHELLE APPROXIMATIVE : 1/850.000^e

A. COUPES DANS LA REGION DIAHOT-NEHOUE.

1. COUPE 1, LE LONG DE LA ROUTE DE KOUMAC A OUEGOA, du ruisseau OUA AMBOUCH (Haute Nehoué) à l'ancienne gendarmerie d'OUEGOA (planche VIII, fig.1)

Selon un trajet sensiblement sud-ouest nord-est, à peu près perpendiculaire à la direction moyenne des formations, cette coupe traverse des terrains crétacés et paléogènes.

Les grandes lignes géographiques du parcours sont les suivantes: du sud-ouest au nord-est, bassin de rive droite de la haute NEHOUE, crête dorsale de l'île au col du GRAND CREVE-COEUR, bassin de rive gauche du DIAHOT, DIAHOT, village d'OUEGOA sur la rive droite du fleuve.

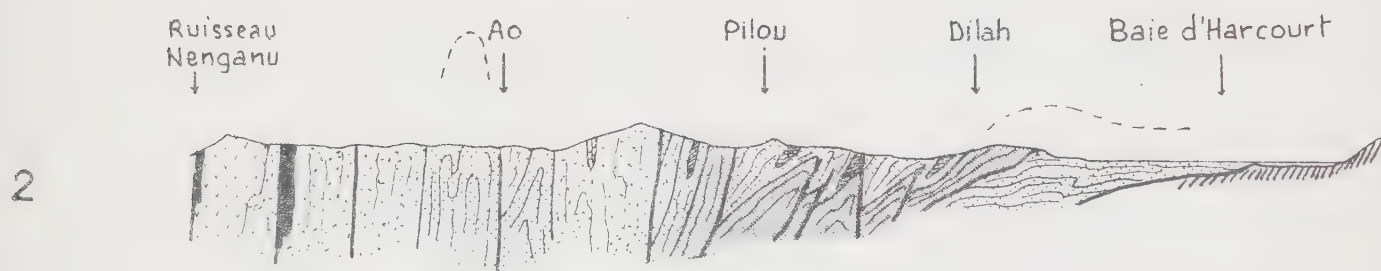
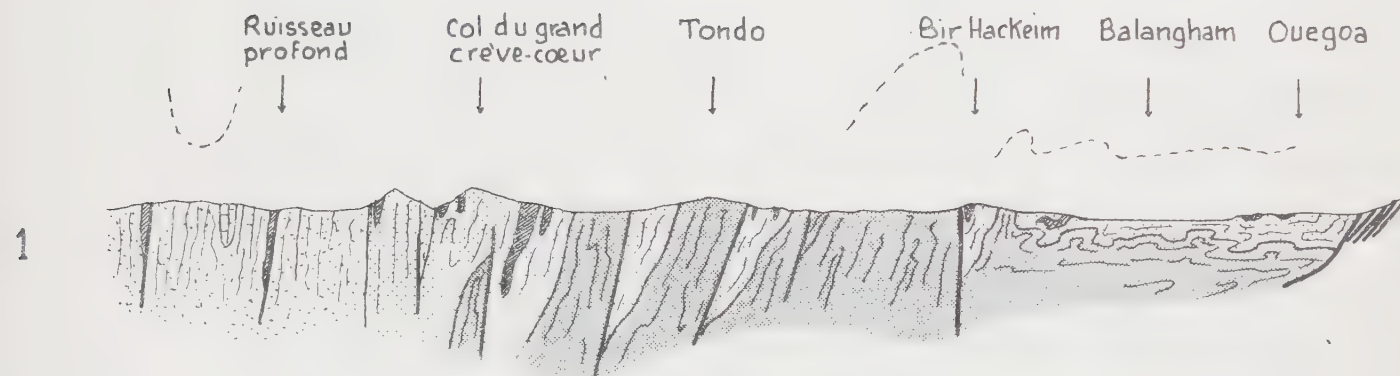
La partie sud-ouest de la coupe correspond à une région synclinale dans laquelle apparaît la série silico-calcaire de la NEHOUE (Eocène). La partie nord-est à une région anticlinale, dont l'axe longerait le DIAHOT sur son bassin de rive gauche et dans laquelle apparaissent les formations crétacées. Le long de la partie sud-ouest de la coupe les terrains sont verticaux avec cependant vers l'extrémité sud-ouest (région haute NEHOUE) un léger déversement vers la sud-ouest. Dans la partie centrale de la coupe apparaît au contraire un déversement général vers le nord-est avec pendage de l'ordre de 60-80°. La partie nord-est montre une tectonique plus complexe avec variations dans les directions des formations, terrains localement peu inclinés ou horizontaux, direction de pendages variables.

a. Série schisto-argileuse du Diahot (Crétacé).

- Formation des schistes du Tondo.

Cette formation, la plus ancienne dans cette région, apparaît entre le versant nord du col du GRAND CREVE-COEUR et BALANGHAM et marque le coeur de la zone anticlinale. Elle a été définie le long de cette coupe dans le

COUPES DANS LA REGION DIAHOT-NEHOUE



série volcanique
de la Thiem



formation de Pilou



série silico-calcaire
du bassin de la Nehoue



formation du Tondo

COUPES 1 et 2 ECHELLE 1/200 000^e

COUPES 3 ECHELLE 1/200 000^e

secteur de la crête du TONDO. C'est un ensemble formé essentiellement de schistes argileux fins de couleur grise ou ocre associés parfois à des schistes gréseux ocrés. La végétation qui recouvre ces terrains est uniquement herbeuse et s'oppose à la savane à NIAOULIS qui recouvre les terrains des formations environnantes.

L'âge crétacé moyen et peut-être inférieur de cette formation, est déduit de sa position en concordance sous la formation de Pilou d'âge séné-
nien prouvé paléontologiquement.

Lorsqu'on se dirige vers le nord-est cette formation devient plus métamorphique. Les schistes se chargent de séricite et il y apparaît parfois de fines aiguilles de glaucophane. Cette apparition de faciès plus métamorphique se situe aux environs de la crête du TONDO.

- Formation des schistes et roches volcaniques de Pilou.

Elle apparaît principalement de part et d'autre du coeur d'un anticlinorium marqué par la formation des schistes du Tondo sur laquelle elle se place en concordance. Dans la région axiale de cet anticlinorium, elle alterne avec cette dernière par le jeu des plis de détail.

Cet ensemble a été défini dans la région de PILOU située à une dizaine de Km au nord-ouest de cette coupe, à proximité de l'embouchure du DIAHOT, sur la rive gauche.

Il s'agit essentiellement de schistes argileux généralement assez gréseux et colorés en noir par des matières charbonneuses, plus ou moins calcaireux et pouvant même contenir parfois de petites lentilles de calcaire. Ces schistes sont associés à des sédiments détritiques plus grossiers (grès), à des schistes feldspathiques et à des roches volcaniques. Les schistes feldspathiques sont généralement à feldspaths détritiques bien que l'on en connaisse avec de l'albite de néoformation, au col du CREVE-COEUR. Les roches volcaniques sont principalement des diabases ou les mélaphyres. Dans certains secteurs (BIR HACHEIM-MANGUINE, sur la rive gauche du DIAHOT)

apparaissent aussi des roches volcaniques acides (rhyolites) et roches détritiques associées. Les diabases forment des bancs de quelques dizaines de mètres de puissance. On les observe bien sur le versant DIAHOT du col du CREVE-COEUR et dans la région d'OUEGOA.

Dans cette dernière région ces roches apparaissent déjà transformées par le métamorphisme. Elles sont composées essentiellement de glaucophane et lawsonite. Les plagioclases originels ont disparus, le pyroxène est à l'état de reliques. L'apparition de ces faciès plus métamorphiques se situe au nord-est de la région du TONDO. Cette augmentation du métamorphisme se traduit dans les roches sédimentaires par des faciès de schistes plus sériciteux, et légèrement glaucophaniques parfois. Dans la formation de Pilou, comme dans celle du Tondo le métamorphisme s'accroît vers le nord-est.

Cette formation de Pilou a pu être datée par des fossiles, *Inoceramus pacificus* et *I. bicorrugatus*, d'âge sénonien. Certains de ces fossiles proviennent du col de CREVE-COEUR.

b. Série schisteuse silico-calcaire du bassin de la Néhoué.

- Formation des schistes et phthanites de la Poumou.

C'est un ensemble de phthanites et de calschistes associés à des schistes noirs siliceux. Ces derniers sont des schistes très fins, très fissiles, de couleur noire lorsqu'ils ne sont pas altérés, blanche, jaune ou rouge à l'altération. Ils apparaissent essentiellement formés de quartz, en cristaux minuscules de quelques microns, avec des lits de rares phyllites et de matière charbonneuse. Au sein de cet ensemble de phthanites, calschistes on observe quelques grandes lentilles de calcaire massifs gris que l'érosion dégage en imposants édifices ruiniformes de rochers noirs. Le long de notre coupe les faciès phthanite et calschistes dominant. Les schistes siliceux ne représentent qu'une faible partie de l'ensemble.

Cette formation débute en concordance sur les schistes de la formation de Pilou par des assises phthanitiques que l'on peut voir au bas du versant

sud-ouest du col du petit CREVE-COEUR (situé à proximité du col du GRAND CREVE-COEUR, au sud-ouest).

Elle reste en deçà de la zone où les premières manifestations d'un métamorphisme plus important se traduisent par l'apparition d'un faciès de schistes sériciteux. Le faible métamorphisme de la zone des schistes est cependant suffisant pour amener une recristallisation au sein des calcaires avec pour conséquence une disparition des formes de micro-faune. L'âge éocène de cette formation ne fait néanmoins aucun doute, l'identité de faciès avec les formations phthanitiques et calcaires du bassin de KOUMAC, dont les calcaires contiennent une importante micro-faune éocène, étant parfaite. Le bassin de KOUMAC constitue d'ailleurs le prolongement au sud-ouest, sans hiatus, de ces formations silico-calcaires que l'on rencontre le long de cette coupe.

c. Série volcanique de Thiem (paléogène)

J'ai rapporté à cette série un ensemble de sills diabasiques qui apparaissent dans la série silico-calcaire de la Néhoué, entre le ruisseau PROFOND et le ruisseau BAMBOU. En effet, contrairement aux diabases de la formation de Pilou dont nous verrons qu'elles sont associées fréquemment à des tufs et roches détritiques à éléments volcaniques qui prouvent une mise en place contemporaine de la sédimentation, les diabases largement cristallines qui affleurent dans cette série silico-calcaire sont en contact franc avec les calcschistes et phthanites encaissants et probablement intrusives, donc postérieures aux formations encaissantes. Pour cette raison je les ai rapprochées de ces très importantes manifestations volcaniques (1) qui succèdent dans la partie terminale de l'Eocène à la sédimentation silico-calcaire. Ces terrains volcaniques dont nous aurons l'occasion de voir un aspect typique dans la vallée de la THIEM où la Série est définie, apparaissent dans toute leur extension et leur puissance en dehors de notre secteur, le long de la côte Ouest du territoire.

(1) Epandements volcaniques paléogènes de P. ROCHER (1953)

2. COUPE 2, DE LA RIVIERE NENGANU à DILAH, par AO et PILOU (Pl. VIII, Fig. 2)

Longue d'environ 13 Km, elle se situe à proximité de la base de la péninsule d'ARAMA et traverse à peu de choses près cette portion étroite de la NOUVELLE-CALÉDONIE d'une mer à l'autre (de la baie de NEHOUE à la baie d'HARCOURT). Sa direction est sud-ouest nord-est, perpendiculaire aux formations, ici très régulièrement orientées nord-ouest sud est.

Les points géographiques remarquables de cette coupe sont du sud-ouest au nord-est: rivière NENGANU, rivière AO et ancienne mine de cuivre AO, col d'AO au passage de la dorsale principale qui sépare les eaux entre les baies de NEHOUE et d'HARCOURT, ancienne mine de cuivre PILOU, presque île de DILAH.

Suivant ce tracé on rencontre: la série schisto-argileuse du Diahot (Crétacé), la série silico-calcaire du bassin de la Néhoué (Eocène inférieur), la série volcanique de Thiem (Eocène supérieur Oligocène).

Ces deux dernières séries occupent le secteur sud de la coupe au sein de deux zones synclinales: la zone synclinale du bassin de la rivière NENGANU et la zone synclinale de DAMBOUR (entre AO et PILOU). La série crétacée, qui affleure le long du secteur nord de la coupe, correspond aux deux zones anticlinales d'AO et de PILOU.

Les terrains sont verticaux dans la partie méridionale de la coupe. Dans la région de PILOU un déversement vers le nord-est apparaît, déversement qui s'accroît de plus en plus lorsqu'on se dirige vers le DIAHOT (de l'ordre de 45° à PILOU, jusqu'à l'horizontale dans la presque île de DILAH). On note par ailleurs, entre AO et PILOU au Mont NENEMBOA, le passage d'une grande faille, de direction sub-parallèle (nord-ouest sud-est) à la direction des formations, et d'autres accidents de même direction dans le bassin de la NENGANU. Des petites failles perpendiculaires à ce système nord-est sud-ouest ont été de plus en plus relevées. Elles décrochent les premières.

a. Série schisto-argileuse du Diabot.

- Formation des schistes du Tondo.

Elle n'apparaît que dans la zone anticlinale PILOU-DILAH, formant des bandes étroites (quelques centaines de mètres) et allongées, qui correspondent aux coeurs des anticlinaux.

Les faciès sont identiques à ceux rencontrés dans la coupe 1, schistes fins gris et ocres, schistes gréseux. La même végétation particulière, uniquement herbeuse, la recouvre.

De même ici le métamorphisme croît vers le nord-est. Il se traduit par des faciès de schistes sériciteux et localement glaucophaniques. Le secteur d'apparition de ces faciès se situe approximativement entre PILOU et la presqu'île de DILAH.

- Formation des schistes et roches volcaniques de Pilou.

Elle affleure dans les régions anticlinales d'AO et de PILOU, ce dernier lieu étant celui où elle a été définie. Cette formation apparaît le long de cette coupe avec ses faciès les plus caractéristiques: schistes gréseux noirs, grès et conglomérats schisteux (nombreux en particulier un peu au sud de l'ancienne mine AO, mais aussi présents dans la région de PILOU) faciès calcaires à PILOU, schistes gréseux feldspathiques, diabases, tufs, roches volcaniques acides très abondantes dans cette région.

Dans les régions d'AO comme de PILOU des Inocérames, d'âge sénonien probable, ont été trouvés dans les niveaux supérieurs de la formation, à la limite avec les faciès silico-calcaires de l'Eocène.

Un peu au nord-est de PILOU, non loin de la presqu'île de DILAH, des faciès plus métamorphiques apparaissent, qui se poursuivent jusqu'à l'extrémité nord-est de la presqu'île de DILAH. Nous retrouvons les faciès de schistes sériciteux et localement glaucophaniques et surtout les diabases et autres roches volcaniques basiques à glaucophane et lawsonite, déjà observés dans la coupe 1. L'apparition des diabases glaucophaniques est là

aussi brutale et permet (lorsque les roches volcaniques basiques sont suffisamment abondantes) de tracer à quelque cent mètres près, la limite supérieure de stabilité de cette paragenèse à glaucophane-lawsonite.

b. Série silico-calcaire du bassin de la Néhoué (Eocène)

Elle est représentée par les schistes siliceux, phtanites et calcaires de la formation de la Pounou.

Le faciès schistes siliceux est le faciès dominant. Les phtanites ne sont vraiment bien développées que dans le synclinorium le plus important, (région entre AO et la rivière NENGANU). Les calcaires entourés par des terrains très siliceux d'allure phtanitique, forment quelques petits bancs lenticulaires dans la petite zone synclinale située entre AO et PILOU.

Bien que le métamorphisme reste très faible, la recristallisation dans les calcaires est suffisante pour faire disparaître les traces de micro-organismes.

c. Série volcanique de Thiem (Paléogène)

Dans la région de la rivière NENGANU, au coeur des phtanites éocènes, apparaissent des masses importantes de diabases à grain fin et basaltes à faciès paléotypiques associés à des jaspes verts (association fréquente dans les épanchements basiques paléogènes de la côte Ouest de l'île et caractéristique du volcanisme tertiaire).

Cette formation qui affleure sur près d'un Km de large le long de notre coupe représente vraisemblablement le coeur de la région synclinale AO - NENGANU. Il s'agit d'une zone extrêmement faillée (les diabases et basaltes sont d'ailleurs très fracturés dans le détail), avec dominance des systèmes sub-directionnels ouest-nord-ouest est-sud-est et transverse nord-sud. Cette importante fracturation peut expliquer l'abondance de roches ultrabasiques que l'on trouve associées aux basaltes.

d. Roches ultrabasiques (serpentines)

Ces roches ultrabasiques sont essentiellement représentées ici par des serpentines. Elles apparaissent dans la région synclinale de la rivière NENGANU soit en bancs assez importants allongés dans les phyllites et les schistes, soit mêlées, parfois de façon quasi-inextricable, aux roches volcaniques basiques paléogènes. Ces serpentines montrent en général une importante partie schisteuse qui enveloppe des boulets d'antigorite massive, type de texture rappelant celui des mylonites à nodules.

3. COUPE 3, MALABOUT - NOLAP (PÉNINSULE d'ARAMA) (planche VIII, fig. 3)

Cette coupe, située dans la péninsule d'ARAMA, est orientée de manière un peu différente par rapport aux coupes 1 et 2 que nous venons de voir: nord-sud au lieu de nord-est sud-ouest, les formations de cette région étant un peu plus infléchies à l'ouest. Elle s'étend presque longitudinalement dans l'étroite péninsule.

Les points géographiques remarquables sont, du sud au nord: MALABOUT, situé au bord de la baie de NEHOUE; le ruisseau TAMBERI, la région cotière, de la baie BANARE (côte Ouest) le ruisseau NOMATCH, le point de NOLAP au bord de l'Océan PACIFIQUE sur l'autre côte.

La structure d'ensemble est le prolongement au nord-ouest de celle traversée par la coupe 2 (NENGANU-DILAH), la zone anticlinale d'AO se prolonge en bordure de la baie de NEHOUE, la zone synclinale de DAMBOUR (entre AO et PILOU) s'est élargie dans son prolongement que constitue le synclinorium de la région des rivières TAMBERI et NOMATCH, la zone anticlinale de la presqu'île de DILAH qui plonge sous les eaux de la baie d'HARCOURT réapparaît ici entre la baie BANARE et NOLAP. Toutes ces structures sont ici dans l'ensemble sub-verticales.

L'anticlinorium bordant la baie de NEHOUE fait apparaître la série schisto-argileuse de Diahot. On la retrouve avec une plus grande extension

dans l'anticlinorium de BANARE-NOLAP. La série silico-calcaire de la Néhoué affleure dans le synclinorium TAMBERI-NOMATCH.

a. Série schisto-argileuse du Diahot (Crétacé)

- Formation des schistes du Tondo.

Elle affleure dans la région axiale de l'anticlinorium BANARE-NOLAP. Les faciès restent semblables à ceux observés dans les coupes 1 et 2: schistes fins gris et ocres, schistes gréseux.

Cette formation est un peu plus métamorphique sur le flanc Nord de l'anticlinal que sur le flanc Sud, ce qui se traduit par des faciès plus sériciteux et localement glaucophaniques.

- Formation des schistes de Pilou.

Une évolution des faciès apparaît dans cette formation, comparative-
ment à ceux rencontrés lors des coupes précédentes.

Dans la région de MALABOUT elle se rattache à ce que P. ROUTHIER (1953 p.42) a nommé: " formation de grès et schistes feldspatiques de la baie de NEHOUE et du bassin de KOUMAC ". Les faciès des roches sédimentaires restent très semblables à ceux observés lors de la coupe 2 dans la région d'AO, schistes gréseux plus ou moins feldspathiques, grès conglomérats à petits éléments, mais il s'y manifeste une plus grande pauvreté en roches volcaniques.

Celles-ci disparaissent presque complètement de la formation dans la zone anticlinale BANARE-NOLAP au nord. Par contre, les faciès grossiers, grès surtout, abondent mêlés fréquemment de quelques passées de conglomérats. Ces sédiments sont souvent calcaires. Quelques roches volcaniques basiques réapparaissent à la pointe de NOLAP mais affectées par le métamorphisme.

Celui-ci en effet augmente là aussi vers le nord-est et se traduit par les habituels faciès sériciteux et par des diabases glaucophaniques qui affleurent à la pointe de NOLAP. L'apparition de ces faciès métamorphiques se

fait sur le flanc Nord de l'anticlinal BANARE-NOLAP.

b. Série silico-calcaire du bassin de la Néhoué (Eocène)

Elle est représentée par la formation des schistes de la Tambéri.

Celle-ci n'est qu'un aspect particulier de la formation de la Pounou réduite au seul faciès schiste siliceux. Ces schistes sont noirs lorsqu'ils sont non altérés, blancs et bariolés dans la zone d'altération. Ils forment un paysage de collines nues, blanches et rousses, aux crêtes acérées, aux flancs guillochés, si typique de la partie Sud de la péninsule d'ARAMA.

Le degré de métamorphisme reste faible et se traduit par la seule schistosité.

4. CONCLUSION A L'ETUDE DES COUPES DANS LA REGION DIANIOT-NEHOUE
PENINSULE D'ARAMA.

a. Stratigraphie et lithologie.

Le long de ces trois coupes dirigées sud-ouest nord-est et sud-nord on rencontre des formations crétacées et tertiaires essentiellement schisteuses mais aussi associées à des roches vertes (roches volcaniques basiques, serpentines).

La série schisto-argileuse crétacée montre régulièrement dans cette région deux formations superposées, la formation inférieure des schistes du **Tondo**, uniquement schisteuse ou schisto-gréseuse, d'âge Crétacé moyen probable; la formation supérieure des schistes et roches volcaniques de Pilou d'âge Sénonien. Beaucoup plus variée celle-ci contient des faciès détritiques grossiers (grès, conglomérats et surtout des roches d'origine volcanique; diabases, rhyolites, tufs)

La série silico-calcaire de la Néhoué d'âge Eocène est formée par des schistes, des phthanites, des calcschistes et calcaires. Ces faciès sont bien développés dans la formation de la Pounou, par contre la formation de la Tambéri, équivalent latéral de celle-ci n'est formée que par des

schistes siliceux.

La série volcanique paléogène est représentée par des diabases et des roches basaltiques à faciès paléotypique. On note aussi dans ces formations des jaspes vertes.

Les roches ultrabasiques représentées par des serpentines sont souvent spatialement associées à ces formations volcaniques.

Les faciès des séries silico-calcaires de la Néhoué et schisto-argileuse du DIAHOT évoluent latéralement entre le sud-est et le nord-ouest de la région. Cette évolution va dans le sens d'une monotonisation des faciès en direction de la partie septentrionale (coupe 3).

b. Tectonique.

La partie sud-ouest de la région, vers la côte Ouest du territoire, correspond dans l'ensemble à une vaste zone synclinale, la partie nord-est (vallée du DIAHOT, région de NOLAP) à des zones anticlinales. Les terrains sont généralement verticaux dans la partie centrale et sud-ouest ainsi que dans toute la partie septentrionale (péninsule d'ARAMA) mais tendent à se déverser vers le nord-est en bordure du DIAHOT, déversement pouvant aller jusqu'à l'horizontalité des couches en certains points (DILAH, OUEGOA).

On a noté des failles (coupe 2) appartenant à un système nord-ouest ou ouest-nord-ouest est-sud-est, sub-parallèle à la direction des formations et comprenant des accidents importants auxquels sont parfois associés des serpentines. Un autre système, nord-sud, est postérieur au premier.

c. Métamorphisme.

Dans les trois coupes le métamorphisme apparaît croissant vers le nord-est. Cet accroissement se traduit par des faciès plus sériciteux et même localement glaucophaniques dans les roches sédimentaires et par des faciès à glaucophane et lawsonite dans les roches volcaniques basiques.

B. COUPES DANS LA REGION DE HIENAMENE.

1. COUPE 4. DE LA RIVIERE TIPINDJE, Au confluent avec la POMNIN (au sud de OUN-KOUT) à TIPINDJE et de TIPINDJE à MAINA (pl. IX, fig. 1)

Cette coupe qui emprunte sur presque toute sa longueur le cours inférieur de la TIPINDJE jusqu'à son embouchure, est disposée en gros sud-ouest nord-est. Elle se prolonge à l'est de l'embouchure de la TIPINDJE, jusqu'à l'ancienne léproserie de MAINA en suivant la côte Pacifique.

Les terrains qu'elle rencontre appartiennent à la série schisto-argileuse du Diahot (Crétacé), à la série silico-calcaire de la Néhoué (Eocène inférieur), à la série volcanique de Thiem (Eocène supérieur Oligocène).

Ces séries sont disposées en bandes parallèles à la côte, les plus anciennes étant situées vers l'intérieur, les plus récentes vers la mer. Cette coupe apparaît ainsi située sur le flanc nord-est d'un anticlinorium dont la zone axiale passe à l'intérieur, vers la dorsale principale de l'île.

Les terrains de la moitié sud-ouest de la coupe pendent vers le sud-ouest. Ces pendages encore assez prononcés vers l'extrémité sud-ouest (50-60°), deviennent plus faibles dans la partie centrale (30°). Dans la moitié nord-est de la coupe on assiste, à 4Km environ de l'embouchure de la TIPINDJE, à un renversement du sens de pendage vers le nord-est, ce qui revient à dire que les terrains sont maintenant couchés au sud-ouest, vers l'intérieur du pays. Ces pendages sont alors très faibles de l'ordre de 20° et deviennent même sub-horizontaux à TIPINDJE. Entre TIPINDJE et MAINA le pendage nord-est persiste, avec des valeurs de l'ordre de 30-40°. La superposition des terrains apparaît donc normale dans la partie nord-est de la coupe et renversée dans la partie sud-ouest (planche IX, fig. 1).

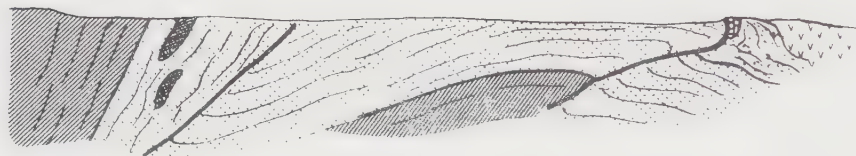
a. Série schisto-argileuse du Diahot (Crétacé).

Ses faciès sont dans une certaine mesure assez différents de ceux de la région DIAHOT-NEHOUE. Il n'en reste pas moins beaucoup d'analogies et une position stratigraphique identique, sous les formations siliceuses et calcaires éocènes. Deux formations superposées constituent cette série: la formation

COUPES DANS LA REGION DE HIENGHENE

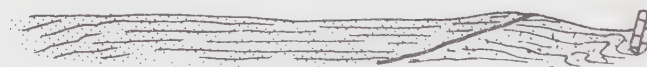
S. Poanin Ouen Kout Tipindje Maina N.

4



S. Hienghene (bac) Inderalique N.

5



S. Koé Touho N.

6



Série volcanique de la Thiem



Série silico-calcaire de la Nehoué



formation de Pilou



formation du Tondo



formation des grauwackes



des schistes verts de la TIPINDJE, inférieure et la formation des schistes noirs et diabases de HIENGHENE, située au-dessus.

- Formation des schistes verts de la Tipindje.

On ne connaît pas dans la région DIAHOT-NEHOUE, de formation lithologiquement comparable à celle-ci. Il s'agit en effet d'une série de schistes chloriteux, feld spathiques, de couleur vert foncé, associés fréquemment à des lits verts clairs de quartzites très fins. On la rencontre dans la partie sud-ouest de la coupe (région de OUEH-KOUT).

- Formation des schistes et roches volcaniques de Hienghene.

Le passage entre la formation de Hienghene et celle de la Tipindje est progressif. Il s'effectue par l'intermédiaire d'une zone, que j'ai rangée dans la base de la formation de Hienghene et qui est constituée par des schistes verdâtres et noirs associés à des lentilles de roches volcaniques basiques (diabases). Au-dessus de ce niveau de base, les diabases et schistes verts disparaissent et la partie centrale de la coupe ne traverse plus jusqu'à TIPINDJE que des assises monotones de schistes gréseux noirs. De nombreuses analogies de faciès (schistes gréseux noirs, diabases) ainsi que la position sous la série éocène permettent de considérer que la formation de Hienghene est, tout au moins pour une partie, équivalente à la formation de Pilou. Elle en diffère cependant par la disposition de ses roches volcaniques toutes situées en un niveau particulier à la base de la formation.

b. Série silico-calcaire du bassin de la N'Goué (Eocène).

Elle apparaît entre TIPINDJE et MAINA, dans la partie terminale nord-est de cette coupe.

Cette série est représentée par la formation des schistes de Maina qui est en tous points identique à la formation des schistes et phtanites de la Pounou vue dans les coupes 1 et 2. Phtanites, schistes siliceux noirs, calcaires massifs gris, affleurent entre TIPINDJE et MAINA. La série est ici

seulement assez mince, 600m compte tenu du pendage.

On ne peut voir le long de cette coupe le contact avec la formation Hienghene, mais bien qu'il y ait une certaine concordance des pendages entre les deux formations, nous verrons ultérieurement qu'il est probable que ce contact est anormal.

c. Série volcanique de Thiem.

A MAINA, au-dessus des schistes et phtanites, apparaissent en concordance des basaltes à faciès paléotypiques associés à des argilites rouges et des jaspes vertes. Ils font partie de l'important massif volcanique de THIEM, lieu où cette série est définie.

L'association basaltes - argilites - jaspes est d'après P. ROUTHIER (1953) caractéristique des épanchements volcaniques d'âge paléogène que cet auteur a étudié sur la côte Ouest de la NOUVELLE-CALÉDONIE. L'identité de faciès ajouté à la disposition sur des faciès éocènes (phtanites, calcaires) permet d'identifier cette série de Thiem aux épanchements paléogènes de P. ROUTHIER.

2. COUPE 5, DE L'ANSE SUD-EST DE LA BAIE DE HIENGHENE (pl.IX, fig.2).

Cette coupe suit la route entre le bac de HIENGHENE et la tribu de l'INDERALIQUE. Elle est très courte, 1.5Km environ et est dirigée sud-ouest nord-est. Son but est de montrer le contact entre les formations schisto-gréseuses du sommet de la formation de Hienghene, qui apparaissent dans le fond de la baie, et la formation de Maïna située au nord-est(1).

Le contact entre ces deux séries, est un contact anormal dû au chevauchement des schistes gréseux crétacés sur les formations éocènes.

Le long de la route, entre le petit ravin qui descend du sommet RAVEL

(1) les pittoresques roches calcaires qui émergent dans l'entrée de la baie de Hienghene appartiennent à cette formation.

et le croisement avec la petite route menant à la pointe Est de la baie, on peut voir la coupe suivante: les schistes gréseux de la formation de Hienghène, au sud-ouest, sont horizontaux et reposent en discordance par l'intermédiaire d'une zone fracturée sur une mince couche de schistes satinés inclinés à 40° vers le nord-est. Quelques dizaines de mètres plus au nord ces schistes satinés apparaissent en contact, par l'intermédiaire d'une petite zone où elles sont plissotées et fracturées, avec les phanites éocènes horizontales. La surface du contact schistes gréseux- schistes satinés apparaît inclinée vers le sud-ouest d'une trentaine de degrés environ. On remarque de plus au nord des schistes gréseux dans les collines surplombant la route. Ceci indique que la formation de Hienghene passe au-dessus de l'Eocène et est par conséquent chevauchante sur celui-ci. Quand aux schistes satinés, ils forment un coussinet dans la zone de chevauchement et pourraient devoir leur séricitisation au dynamo-métamorphisme.

3. COUPE 6, TOUHO -- TRIBU DE KOE (Planche IX, Fig. 3)

Cette coupe est située au cap TOUHO, à la limite sud-est du secteur de cette étude, dans une région que je n'ai fait que parcourir rapidement. Je la mentionne néanmoins car elle fait apparaître une formation que l'on ne rencontre nulle part ailleurs dans notre secteur, la " formation des Grauwackes ". Cette coupe est pour l'essentiel due aux résultats du travail de A. WANTIEZ qui a étudié particulièrement la base de la formation de Hienghene, postérieurement aux levés que j'avais effectués dans cette région.

La coupe, de direction nord-ouest sud-est, suit la côte Pacifique entre la tribu de KOE au sud-est et le village de TOUHO au nord-ouest.

a. Formation des grauwackes.

Elle affleure dans la partie sud-est de la coupe jusqu'à proximité de la baie de TOUHO. On y rencontre, avec des schistes felspathiques et calcaireux " des grès fins indurés, des grès conglomératiques, des grauwackes " (A. WANTIEZ) (1). De plus A. WANTIEZ a observé la présence d'une sorte de brèche volcanique qu'il rapproche des grauwackes et tufs bréchiqes de SARAMEA, découverts par J. AVIAS (1953) et attribués par cet auteur au sommet de la formation des grauwackes, soit encore au Jurassique moyen ou supérieur.

(1) Rapport intérieur B.R.G.M.

Les terrains de cette formation sont dirigés nord-ouest sud-est et sont inclinés vers le sud-est de 50° en moyenne. Ils sont affectés par des failles assez nombreuses de direction est-ouest.

b. Série schisto-argileuse du Diahot.

Les formations inférieures de cette série: formation des schistes verts de la Tipindje et niveau de base à roches volcaniques de la formation Hienghene n'apparaissent pas ici. Cette série crétacée est réduite au seul niveau supérieur de schistes-gréseux de la formation de Hienghene. Ces schistes gréseux sont dans l'ensemble horizontaux ou sub-horizontaux, ce qui laisse à penser qu'il y a une discordance angulaire entre cette formation et la série des grauwaques.

La discordance et l'absence de la partie inférieure de la série crétacée pourraient s'expliquer, selon A. WANTIEZ, par une transgression de la partie supérieure du Crétacé. Notons cependant que des faciès de transgression n'ont pas été mis en évidence. On peut aussi suggérer l'hypothèse d'un contact anormal faillé entre les deux séries, celle-ci restant à vérifier.

4. CONCLUSION A L'ETUDE DES COUPES DANS LA REGION DE HIENGIENE.

a. Stratigraphie et lithologie.

Nous avons rencontré dans ces coupes: la formation des grauwaques, d'âge jurassique probable (coupe 6), la série schisto-argileuse du Diahot, crétacée (coupes 4, 5, 6), la série silico-calcaire du bassin de la Néhoulé éocène inférieur (coupes 4, 5), et la formation volcanique de Thiem, paléogène (coupe 5).

Tous ces ensembles, la formation des grauwaques exceptée, avaient été déjà rencontrés dans nos coupes de la région DIAHOT-NEHOUÉ. Cependant la série crétacée apparaît un peu différente. Elle présente à sa base, dans la région d'HIENGIENE, une formation nouvelle, la formation des schistes verts de

la Tipindje. D'autre part, bien que sa partie supérieure (formation de Hienghene) soit très semblable à la formation de Pilou par ses faciès de schistes gréseux noirs et de roches volcaniques basiques, il y a dans la première une séparation de ces deux faciès en deux niveaux, que l'on n'observe pas dans la formation de Pilou. Enfin la formation des schistes du Tondo n'a pas été retrouvée dans cette région de Hienghene. Cette série n'en garde pas moins un aspect d'ensemble légèrement grossier, lithologiquement varié, localement volcanique, qui était son aspect dans la région DIAHOT-NEHOUE.

La formation volcanique de Thiem (paléogène) nous est apparue sous son aspect type, de roches basaltiques associées à des argilites et des jaspes.

Il semble d'après A. WANTIEZ, que la formation des grauweekes représente le socle de séries crétacées et paléogènes, le Crétacé étant supposé transgressif sur ces grauweekes, mais il est aussi possible d'interpréter la disposition relative de ces ensembles par l'hypothèse de l'existence d'un contact faillé entre eux.

b. Tectonique.

J'ai déjà dit que toute cette région de HIENGHIENE correspondait au flanc nord d'un anticlinal dont la zone axiale se situerait vers l'intérieur du pays. En effet les formations sont de plus en plus récentes lorsque l'on se dirige de l'intérieur vers la côte nord-est. L'observation des pendages le long des coupes nous amène à constater alors que les séries sont renversées dans les régions intérieures (pendages vers le sud-ouest) et en superposition normale vers la côte (pendages vers le nord-est), ce qui nous conduit à supposer l'existence d'un synclinal sur ce flanc d'anticlinorium, synclinal devant se trouver dans la partie supérieure des schistes de HIENGHIENE un peu au sud-ouest de la région d'inversion du sens des pendages (cf. Pl. IX, fig. 1)

De plus nous avons noté dans la baie de HIENGHIENE un chevauchement du sommet de la formation de Hienghene sur la formation de Mafina.

c. Métamorphisme.

Toutes les formations que nous avons vues dans cette région restent dans la zone des schistes. A peine observe-t-on un peu de séricite qui lustre très légèrement les plans de schistosité des schistes les plus fins. On a pu noter cependant l'existence d'un étroit niveau de schistes très sériciteux dans la baie de HIENGHIENE (coupe 5), anomalie que l'on a pu penser due au dynamométamorphisme local.

C. COUPES DANS LA CHAÎNE DU MONT PANIE.

Nous y verrons quatre coupes numérotées de 7 à 10 qui traversent essentiellement les terrains métamorphiques de la zone Nord mais qui peuvent empiéter un peu dans les régions de la zone Sud. Les deux premières coupes se situent vers l'extrémité nord-ouest de la chaîne, dans la région de PAM à OUEGOA, la troisième dans la partie centrale vers le MONT IGNAMBI, la dernière vers l'extrémité sud-est dans la région de l'embouchure de la rivière OUAIEME.

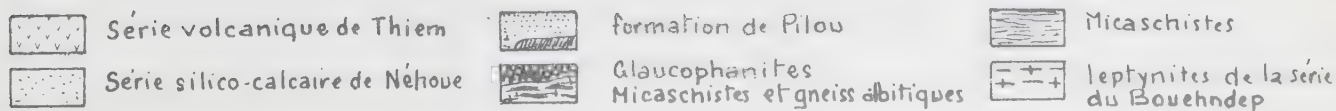
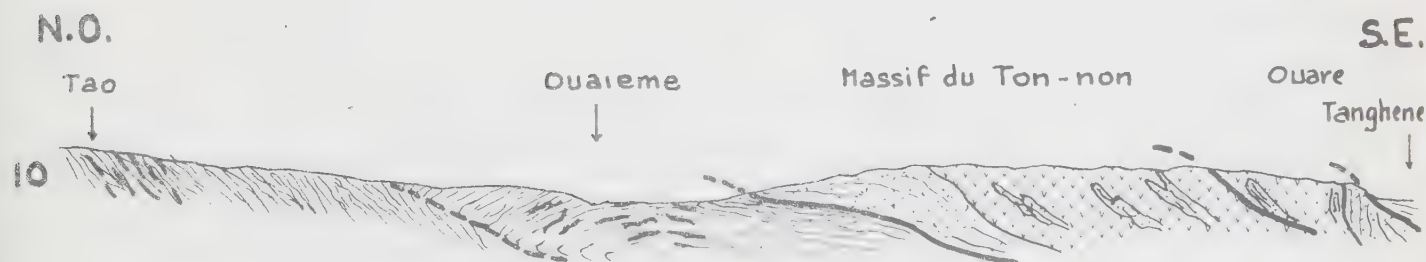
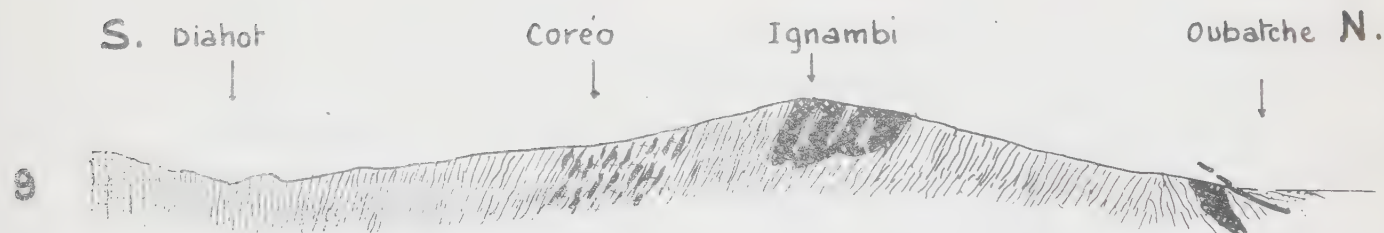
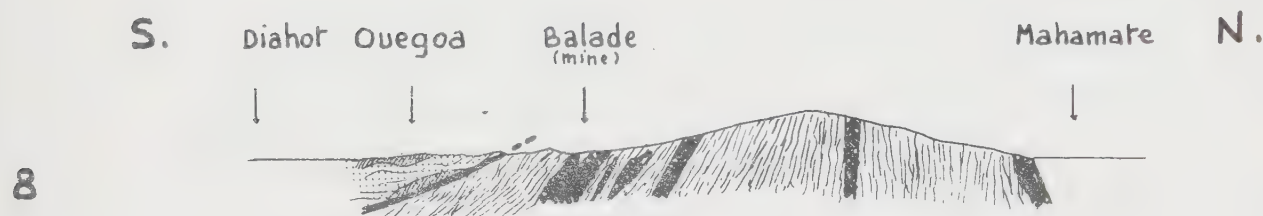
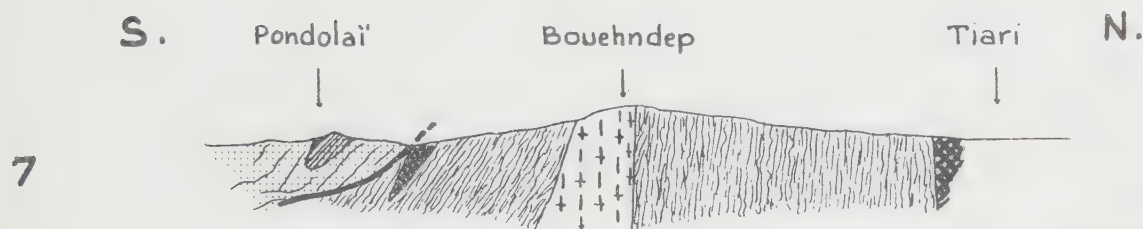
1. COUPE 7, de PONDELAI A LA TRIBU DE TIARI (Planche X, fig.1)

Nous suivrons cette coupe orientée approximativement nord-sud, en partant de son extrémité Sud située dans la presqu'île de PONDELAI au bord du DIAHOT, sur sa rive droite. Son extrémité Nord est la tribu de TIARI située sur la côte Est. Entre ces deux points la crête axiale de la chaîne est traversée entre les MONTS BOUENDEP (484m) et MANGUIBOBO (604m).

La morphologie le long de cette coupe est particulièrement remarquable et mérite d'être décrite. Rappelons succinctement que la morphologie de la région DIAHOT-NEHOUE, qui apparaît approximativement à partir du DIAHOT sur sa rive gauche, est du type de morphologie basse, extrêmement détaillée et fine avec réseau de thalvage très serré, alors que la morphologie de la chaîne est du type haut, massif, avec réseau hydrographique plus lâche. La presqu'île de PONDELAI, bien que située sur la rive droite du DIAHOT présente une

COUPES DANS LA CHAÎNE DU MONT PANIE

ECHELLE : 1/100 000 ⁴⁷



morphologie en tous points identique à la morphologie de la région type DIAHOT-NEHOUE. Passé l'isthme qui la rattache à la Chaîne, la morphologie du type chaîne du MONT PANIE apparaît sans transition. L'opposition est frappante entre la basse région moutonnée de la presqu'île et la Chaîne extraordinairement massive, sorte de mur qui s'élève brusquement de l'altitude voisine de zéro à l'altitude 600m sur une distance en plan de moins de 2Km. Ce remarquable changement de morphologie est la conséquence d'un brutal changement géologique; le passage des formations de la zone Sud aux formations de la zone Nord.

a. Formation de la zone Sud.

Elles forment, nous venons de le voir, la presqu'île de PONDELAI. Il s'agit des terrains appartenant à la formation Pilou métamorphique. Ce métamorphisme faible se traduit par des schistes satinés et l'apparition de faciès à glaucophane, en particulier dans les diabases.

Ces formations sont dirigées est-ouest et plongent vers le sud à 50-60°

b. Formation de la zone Nord.

Elles constituent deux séries, nettement différentes: la série des micaschistes de la chaîne du MONT PANIE et la série des leptynites albitiques du MONT BOUEINDEP.

- Série des micaschistes de la Chaîne du Mont Panié.

Sa brusque apparition coïncide avec le changement morphologique au nord de la presqu'île de PONDELAI. Elle apparaît ensuite sur tout le reste de la coupe à l'exception d'un secteur large environ d'un Km, à cheval sur la crête axiale et qui correspond à l'affleurement de la série du Bouehndep.

Les micaschistes qui représentent l'essentiel de cette formation sont des micaschistes à muscovite, chlorite et très souvent graphite, contenant fréquemment du glaucophane et du grenat, le quartz est largement recristallisé ainsi que le mica blanc. Le glaucophane peut être parfois très abondant ceci dans le voisinage des bancs de glaucophanites, aboutissant à des types que l'on pourrait appeler glaucophanites schisteuses.

Dans cette série micaschisteuse apparaissent fréquemment, en particulier sur le versant DIAHOT de la chaîne du Mont Panié et en bordure de la côte Est, des glaucophanites au sens strict. Ce sont des roches composées de glaucophane et d'épidotes avec accessoirement du grenat et de la muscovite. Elles sont de texture massive mais il ne reste plus aucune trace de la structure et des minéraux des roches basaltiques ou doléritiques dont nous verrons qu'elles dérivent. (Les diabases de type bleu que nous avons vues dans la zone interne représentant un terme intermédiaire beaucoup moins transformé). Ces glaucophanites s.s. ou glaucophanites à épidotes forment des bancs dont les dimensions peuvent être parfois comparées aux bancs de diabases de la série crétacée dans la zone interne, mais qui généralement sont de dimensions beaucoup plus importantes (puissance de plusieurs centaines de mètres, longueur de plusieurs Km). L'âge de cette série sera discuté ultérieurement (2ème partie - Ch. 6 - II C: âge de la série des micaschistes du Mont Panié). Nous verrons que l'on peut attribuer à cet ensemble un âge Crétacé-Paléogène.

Les micaschistes montrent une schistosité parallèle aux directions des bancs de glaucophanites que l'on trouve dans la série, la direction moyenne de cette schistosité est nord-ouest sud-est, les pendages sont verticaux ou pendent très fortement (80°) au sud-ouest.

- Série des leptynites du Bouclindop -

Les roches qui composent cette série n'avaient jamais été signalées. Elles montrent toutes le même aspect remarquablement uniforme d'un granite orienté. Elles sont en effet très cristalline, feldspathiques, pauvres en minéraux phylliteux qui sont représentés surtout par de la chlorite et beaucoup plus accessoirement par du mica blanc. Ces phyllites assez vaguement orientées donnent à la roche une vague schistosité qui apparaît surtout dans les formes altérées. Nous verrons que ces roches se révèlent composées principalement d'albite et de quartz mais contiennent aussi quelques feldspaths potassiques.

L'étude pétrographique nous montrera (2ème partie, Ch.6.I.A) que cette série dérive vraisemblablement d'une formation de roches volcaniques acides.

Enfin, à quelques centaines de mètres à l'est de la coupe, à l'extrémité est de l'amande formée par la série des leptynites du Bouehndep, on peut observer que la série des micaschistes de la Chaîne du Mont Panié repose en discordance sur les leptynites.

Ces faits, roches volcaniques acides vraisemblablement à l'origine de la série et position supérieure en discordance de la série des micaschistes du Mont Panié, permettent nous le verrons (2ème partie, Ch.6.I.C: âge de la série du Bouehndep) de faire de la série du Bouehndep l'équivalent métamorphique de la " formation des tufs polychores " (J. AVIAS, 1953) d'âge Dévonien Permien.

2. COUPE 8, DE L'ANCIENNE GENDARMERIE D'OUÉGOA A MAH AMATE (Pl.X-Fig.2)

Cette coupe est située à une dizaine de Km à l'est de la précédente, sa direction est sud-ouest nord-est. Elle est le prolongement vers le nord-est de la coupe n° 1 qui se terminait à l'ancienne gendarmerie d'OUÉGOA. Elle traverse la Chaîne entre ce village et la plaine côtière de MAHAMATE située sur la côte Est non loin de la Mission de BALADE. Autres points géographiques remarquables de cette coupe, les anciennes mines de cuivre BALADE et MURAT au bas du versant sud-ouest de la chaîne dans la région d'OUÉGOA.

La seule série rencontrée est celle des micaschistes de la chaîne du Mont Panié.

a. Série des micaschistes de la chaîne du Mont Panié.

Cette série apparaît dès l'ancienne gendarmerie d'OUÉGOA, au nord d'une petite zone de serpentine et talcschistes dans laquelle se terminait

notre coupe n° 1.

Les micaschistes sont relativement peu cristallins dans cette région d'OUEGOA et des anciennes mines BALADE et MURAT, mais les observations microscopiques nous montrent néanmoins une nette recrystallisation du quartz et des phyllites. Le cristallinité augmente dès la région axiale de la chaîne. Le quartz se développe en lits amygdalaires plus importants, mais les phyllites restent les mêmes, muscovite et chlorite. Le glaucophane apparaît dans les micaschistes particulièrement dans les régions des anciennes mines BALADE et MURAT. Les faciès glaucophaniques sont rares dans la partie axiale de la chaîne. On note dans ce dernier secteur quelques passages de micaschistes albitiques.

Les glaucophanites à épidote et grenat sont très fréquentes sur le versant sud-ouest de la chaîne où elles forment de nombreux bancs particulièrement dans la région des anciennes mines BALADE et MURAT. Il n'en apparaît pas sur le versant nord-est.

b. Tectonique.

La direction des plans de schistosité des micaschistes est très constamment nord-ouest sud-est avec pendage de 40 à 60° vers le sud-ouest. Les directions des bancs glaucophaniques et des plans de stratification, qui peuvent parfois être visibles dans les micaschistes, sont conformes à ces orientations de schistosité.

Dans le secteur correspondant à la partie terminale nord-est de la coupe 1 et au début de la présente coupe c'est-à-dire dans la région de l'ancienne gendarmerie d'OUEGOA, les directions relevées dans les formations de la zone sud (direction est-ouest) sont en discordance angulaire de 45° par rapport aux directions de la zone nord qui débute au nord du petit affleurement de talcschistes de l'ancienne gendarmerie. Le passage est brutal entre ces deux zones de métamorphisme différent (et dont le degré de transformation métamorphique est aisément décelable grâce aux diabases de type bleu qui existent d'une part et aux glaucophanites d'autre part (1) La zone du contact correspondant aux talcschistes et serpentines, roches qui, nous aurons l'occasion de mieux étudier ce point précis, sont

(1) Là aussi apparaît un changement morphologique, comparable à celui observé dans la coupe précédente (7)

révélatrices d'une manière très générale des zones faillées. Il semble donc très probable que le contact entre les formations des zones sud et nord soit ici un contact anormal (1).

3. COUPE 9, DE TEMELINE (HAUT-DIAHOT) à OUBATCHE (côte Est) (Pl.X.Fig.3)

Cette coupe emprunte la partie nord-est du sentier GOMEN-OUBATCHE, entre la vallée du DIAHOT dans la région de TEMELINE et OUBATCHE sur la côte Est. Ce sentier franchit le crête axiale de la chaîne à proximité du MONT IGNAMBI (1311m) dans un paysage de haute montagne et de forêt. Comme les coupes 7 et 8, celle-ci traverse la massive chaîne du MONT-PANIE à peu près perpendiculairement à son allongement. Seule la série des micaschistes de la chaîne du Panié y est rencontrée.

a. Série des micaschistes de la chaîne du Panié.

Les micaschistes sont dans l'ensemble bien cristallins. Comme dans les coupes 7 et 8, on note diverses variétés, plus ou moins glaucophaniques en particulier sur le versant nord-est, chloriteuses dans le secteur du MONT IGNAMBI. Mais plus remarquable est la présence de micaschistes albitiques apparaissant surtout dans la région centrale sur le versant sud-ouest de la chaîne. Leur aspect macroscopique est fréquemment celui d'un gneiss. Cependant cet aspect peut parfois ne différer en rien d'un micaschiste ordinaire, l'albite ne se révélant alors qu'au microscope. Ces micaschistes albitiques alternent en bancs de petite puissance (ordre du mètre) avec les micaschistes ordinaires et ne forment pas des ensembles très homogènes. Ce mode de gisement, difficilement cartographiable à l'échelle du levé, ajouté à la difficulté de diagnose dans certains cas, m'a incité à ne pas les différencier cartographiquement de la masse des micaschistes.

Dans la vallée du HAUT-DIAHOT, les micaschistes passent de manière progressive à des schistes sériciteux appartenant à la série crétacée. A l'opposé de cette région, de l'autre côté de la chaîne en bordure du

(1) Nous verrons (troisième partie, chapitre Tectonique) que celui-ci peut s'interpréter comme la conséquence d'un chevauchement des formations de la zone sud sur celles de la zone nord.

rivage(1), on observe aussi des facies beaucoup moins métamorphiques de schistes noirs à peine sériciteux (2) qui par contre apparaissent brusquement à proximité de micaschistes et de glaucophanites à épidote et grenat. Il est à noter aussi qu'ils sont très faiblement inclinés vers le nord et nord-est(10-20°) ou même sub-horizontaux.

b. Tectonique.

Les directions et pendages des plans de schistosité sont très variables le long de la coupe et sont le reflet d'une tectonique de détail très complexe. Il est néanmoins possible de dégager une vue générale. Dans la région de la vallée du DIAHOT, la schistosité est sub-verticale avec pendage sud-ouest et orientation nord-ouest sud-est. Sur le versant Ouest de la chaîne elle pend de 40 à 60° vers le sud-ouest et conserve la même direction générale nord-ouest sud-est. Sur le versant Est, à partir de la crête axiale, la direction devient est-ouest avec pendage sud de 50-70°, enfin dans la région bordant la côte les directions varient du nord-ouest à est-ouest mais les pendages très faibles apparaissent tournés vers le nord-est et nord (20-40°).

4. COUPE 10, DE MIENGHENE A TAO, PAR LA COTE EST (Planche X, fig.4)

Orientée nord-ouest sud-est, elle longe le rivage, d'abord du massif du TON-NON situé entre les rivières TANGHENE et OUAIME, puis de la chaîne qui s'élève brutalement à partir de OUAIME.

Cette coupe suit des terrains peu métamorphiques qui forment le massif du TON-NON et rencontre ensuite à l'embouchure de la OUAIME la série des micaschistes de la chaîne. On voit le long de ce trajet le passage des terrains dont le métamorphisme n'a pas dépassé le stade schiste aux terrains

(1) En fait légèrement en dehors de notre coupe, à l'Est d'OUBATCHIE, entre les tribus de YAMBE et DIANOUE.

(2) De plus A. ARNOULD(1958) a observé dans cette même région des roches volcaniques de type bleu (à glaucophane et lawsonite) roches que je n'ai pas observées mais dont la présence s'accorde parfaitement avec les schistes sériciteux que je signale.

de la zone des micaschistes à muscovite.

a. Les différentes séries apparaissant le long de cette coupe et leur degré de métamorphisme.

- La série schisto-argileuse du Dianhot (Crétacé) représentée par les schistes gréseux du sommet de la formation de HIENGHENE, apparaît dans la baie de HIENGHENE, jusqu'aux environs de la Mission d'OUARE. Son métamorphisme ne dépasse pas le stade schiste, à peine sériciteux.

- La série silico-calcaire de la Néhoué (Eocène), apparaît à la mission d'OUARE, représentée par des schistes siliceux, des phyllanites et des calcaires, ces deux derniers faciès tendant ici à disparaître au profit des schistes. Le métamorphisme n'apparaît pas plus important que dans la série précédente.

- Une série paléogène complexe, débute au nord de la pointe d'OUARE et occupe le massif du TON-NON. Elle est formée par des schistes fins noirs sériciteux dérivant très vraisemblablement du faciès schiste fin éocène et des diabases plus ou moins à glaucophane et lawsonite. Cette série montre un métamorphisme comparable par la paragenèse glaucophane-lawsonite des diabases à celui observé dans les coupes 1,2,3 de la région DIANHOT-NEHOUE.

- La série des micaschistes de la chaîne du Panié, qui débute à la pointe est de la baie de OUAIEME et que notre coupe continue de suivre jusqu'à TAO. Cette série est représentée ici par des micaschistes très quartzeux et cristallins, des quartzites (roches de OUAIEME) et surtout par des micaschistes albitiques qui sont très fréquents dans toute cette partie de la chaîne entre OUAIEME et TAO.

b. Tectonique.

A OUARE, un accident qui est la réplique de celui observé de l'autre côté de la baie de HIENGHENE dans la coupe 5, sépare les schistes gréseux de la formation de Hienghene, assez peu inclinés vers le sud-est(40°), de

la formation de Maina verticale. Un coussinet de schistes sériciteux apparaît dans la zone du contact anormal. Cet accident est très certainement le prolongement vers le nord-ouest du chevauchement observé dans l'anse Est de la baie de HIENGHENE, chevauchement je le rappelle des schistes gréseux de la formation de Hienghene sur la formation de Maina.

- Au nord de la pointe d'OUARE, une zone très fracturée, très plissotée sépare les schistes noirs de la formation de Maina des diabases à glaucophane et des schistes sériciteux noirs du massif de TON-NON. Le pendage de ces derniers est dirigé vers le nord avec des valeurs comprises entre 50 et 80°.

- A la pointe est de la baie de OUAIEME, les schistes noirs sériciteux sont très couchés, de 30° vers l'est et sont séparés par une zone fracturée des micaschistes quartzeux de la série de la chaîne du Mont Panié apparaissent presque horizontaux ou pendant faiblement vers l'est (10-20°) dans la baie de OUAIEME. Sur la rive opposée de la OUAIEME les pendages s'inversent (nord-ouest) et deviennent plus forts (50-60°).

En conclusion, dans cette région, les différents stades de métamorphisme se succèdent brutalement l'un à l'autre par contacts anormaux. Il ressort de l'observation de terrain et de la cartographie qu'il s'agit probablement d'une série de chevauchements dirigés du sud-est vers le nord-ouest.

5. CONCLUSION A L'ETUDE DES COUPES DANS LA CHAÎNE DU MONT-PANIÉ

a. Stratigraphie et lithologie.

Les séries de la zone nord sont au nombre de deux:

- La série des leptynites du Bouehndep, formée de leptynites albitiques de faciès très homogène. Nous verrons plus loin que cette série est probablement d'âge Dévonien-Permien (2ème part. Ch.6 -1-C).

- La série des micaschistes de la chaîne du Mont Panié, qui dans la coupe 7 est apparue en discordance sur la précédente. Cette série est surtout

formée des micaschistes à mica blanc et à chlorite souvent assez graphiteux. Ils peuvent être glaucophaniques, principalement dans la partie nord-ouest de la chaîne, ou albitiques, donnant alors des faciès de pseudogneiss, dans la partie centrale et sud-est surtout. L'âge de cette série est, nous le verrons, Crétacé et Paléogène (2ème part.Ch.6-11-C).

b. Métamorphisme.

Les séries de la zone nord, que ce soit la série des leptynites du Bouehndep comme la série des micaschistes de la chaîne du MONT PANIE montrent des faciès métamorphiques qui les font placer du point de vue de la zonéographie de J. JUNG et M. ROQUES dans la zone des micaschistes supérieurs. Mais il s'ajoute ici des faciès particuliers à glaucophane représentés par des micaschistes glaucophanites et surtout par les glaucophanites à épidote et grenat.

Enfin l'albite se développe dans cette zone donnant des faciès de micaschistes albitiques. Il semble que l'albite d'une part et le glaucophane d'autre part se partagent le domaine de la chaîne du MONT-PANIE. En effet le glaucophane domine dans la partie nord de la chaîne là où les faciès albitiques sont rares et l'albite dans la partie sud, là où le glaucophane est rare.

Les séries de la zone sud qui bordent cette zone nord métamorphique sont métamorphismes elles aussi (coupes 7,8,10), mais d'un métamorphisme moindre qui se traduit par des faibles recristallisations dans les roches sédimentaires et par le développement de glaucophane et lawsonite dans les roches basiques.

c. Tectonique.

Il ressort de deux coupes (8 et 10) que des contacts anormaux, dus vraisemblablement à des chevauchements, séparent à l'extrémité nord de la chaîne et à son extrémité sud, les séries de la zone sud des séries de la

zone nord. Le sens du chevauchement se fait dans les deux cas du sud au nord. Dans la région de HIENCHINE ces chevauchements sont multiples et affectent aussi la zone sud dans laquelle ils séparent la zone des schistes de la zone des schistes sériciteux.

Les directions des schistosités et pendages sont dans l'ensemble concordantes avec les niveaux que l'on peut supposer représenter le sens de la stratification. Ces directions sont dans l'ensemble à peu près conformes à la direction de la Chaîne soit sud-est nord-ouest. Les pendages apparaissent dans celle-ci:

- verticaux vers le bordure sud-ouest de la partie centrale
- plongeants à 40-70° vers le sud-ouest dans à peu près tout le reste de la chaîne, région axiale en particulier, à l'exception de sa zone côtière,
- plongeants vers le nord-est avec des inclinaisons très variables mais souvent faibles, dans cette zone côtière.

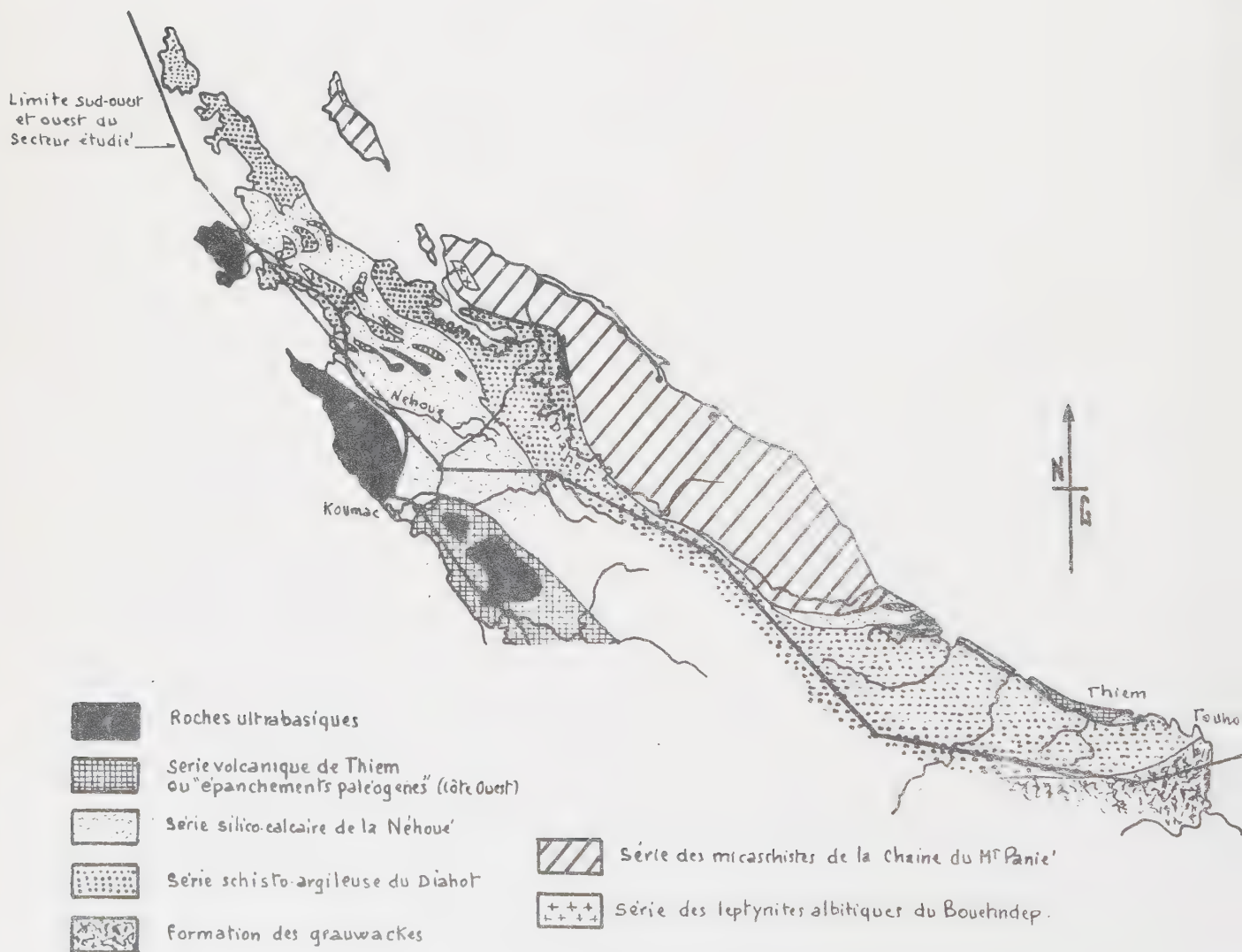
La structure d'ensemble semble donc être celle d'un anticlinal ou anticlinorium et c'est ce qu'on pensé jusqu'ici tous les auteurs. Mais une telle structure est, à notre avis, un leurre et nous verrons (3ème partie, chapitre tectonique) que l'analyse des observations amène à considérer cette région comme une zone synclinale en forme de blague à tabac.

Deuxième partie

DESCRIPTION DES PRINCIPAUX ENSEMBLES

1. LA FORMATION DES GRAUWACKES.
2. LA SERIE SCHISTO-ARGILEUSE DU DIAHOT.
3. LA SERIE SILICO-CALCAIRE DU BASSIN DE LA NEHOUE.
4. LA SERIE VOLCANIQUE DE THIEM.
5. LES ROCHES ULTRABASIQUES.
6. LES SERIES METAMORPHIQUES DE LA ZONE NORD.

CARTE GEOLOGIQUE SOMMAIRE DU SECTEUR ETUDIÉ — PRINCIPAUX ENSEMBLES



Echelle approximative : 1/850 000

- 1 -

LA FORMATION DES GRAUWACKES (PERMO - JURASSIQUE)

L'appellation " formation des grauwackes " a été introduite par P. ROUTHIER (1953,p.18) pour désigner l'ensemble des terrains anté - crétacés du versant Ouest de l'île (au nord du col de Boghen). Les grau- wackes sont en effet en NOUVELLE-CALEDONIE un faciès caractéristique et très fréquent dans les terrains antérieurs en gros au Crétacé.

On peut rattacher à cette formation les terrains qui affleurent dans la région entre TOUHO et la rivière TIWAKA (région de HIENGHENE)⁽¹⁾ On y ob- serve en effet des grauwackes typiques et aussi des tufs bréchiques qui, nous allons le voir, permettent de rapprocher plus précisément ces ter- rains de la " formation de Saraméa" définie par J. AVIAS(1953).

La formation qui affleure entre TOUHO et TIWAKA est située en fait en dehors de mon secteur d'étude. Je la décrirai néanmoins car c'est le seul point où l'on observe dans la zone sud, la base de la série crétacée. Pour la décrire j'ai fait largement appel aux résultats des levés que A. WANTIEZ⁽²⁾ a effectués dans cette région.

(2) Ces résultats n'ont pas été publiés et proviennent d'un rapport inté- rieur du B.R.G.M. (1961) qui m'a été aimablement communiqué, ainsi que des lames minces d'échantillons A. WANTIEZ, que j'ai pu ainsi examiner.

(1) cf. Pl. XI

1. DESCRIPTION DES FACIES.

Les parties schisto-argileuses, schisto-gréseuses et gréseuses occupent un volume important dans cette série, constituée par ailleurs de grauwackes, tufs bréchiques et roches volcaniques basiques.

a. Faciès schisto-argileux et gréseux.

Les faciès schisteux sont représentés par des schistes noirs, roches typiques des formations supérieures (Crétacé) et des schistes verts qui sont en général associés à des bancs grauwackeux. A. WANTIEZ souligne de plus l'importante place occupée par des schistes feldspathiques et calcaires. Enfin on observe aussi des grès et des grès conglomératiques. Les galets de ces roches sont de petites dimensions, quelques mm, un cm au maximum et sont légèrement aplatis dans le sens de la schistosité. Je n'ai pas d'étude pétrographique les concernant.

b. Grauwackes.

Ces roches sont massives, de grain assez fin, de couleur vert bouteille. L'étude microscopique montre du quartz détritique, des plagioclases très altérés et quelques cristaux de pyroxène. La chlorite est abondante et on note aussi la présence fréquente d'une amphibole verte, fibreuse.

c. Brèche volcanique.

A. WANTIEZ note l'existence d'une brèche à "éléments anguleux, millimétriques à décimétriques de schistes et grès fins, noirs". Le ciment est "verdâtre clair". Cette roche "appartient indiscutablement au faciès des grauwackes et tufs bréchiques andésitiques de SARAMEA, décrit par J. AVIAS" (A. WANTIEZ). J. AVIAS (1953) décrit ainsi l'aspect microscopique de cette brèche: "un tuf bréchique, très altéré, formé essentiellement de débris, ou de petits galets, de lave à verre dévitrifié...", avec

" de grands fragments ou galets de schistes noirs". Cet auteur souligne que ces tufs correspondent à une période de volcanicité et remarque qu'ils sont " peut être (?) associés à des coulées de lave bleu sombre ou rouge sombre, à belles structures en oreillers".

d. Roches volcaniques basiques.

Leur présence sur laquelle A. WANTIEZ n'attire pas l'attention autrement que cartographiquement, témoigne d'une période de volcanicité contemporaine des dépôts des grauweekes et tufs bréchiques, et viendrait à l'appui du rapprochement avec la formation de Saramea. Ces roches affleurent, en particulier, entre TOUHO et la tribu de KOE (Cap TOUHO) et vers l'embouchure de la rivière PONANDOU (entre le cap TOUHO et TIWAKA). Ce sont des roches massives et de couleur vert sombre.

La roche du cap Touho (1) est une diabase, dans laquelle on observe des résidus de pyroxène dans un fond de chlorite et saussurite. Le plagioclase est entièrement altéré, mais on peut encore distinguer malgré tout la structure doléritique.

La roche de la rivière PONANDOU(2) est probablement un ancien basalte. Elle est très chloritisée et saussuritisée. On y remarque, de plus, la présence de nombreux ilots d'un minéral fibreux, à polychroïsme vert-jaune, vert pomme, à relief assez fort et biréfringence moyenne. La dispersion est très forte. Il s'agit très vraisemblablement de pumpellyite.

e. Roches métamorphiques.

Tous ces faciès portent la marque d'un métamorphisme de très faible degré, qui se traduit surtout par la schistosité des roches sédimentaires fines et par la chloritisation et saussuritisation des roches basiques et des grauweekes. La pumpellyite de la roche de la rivière PONANDOU est aussi caractéristique d'un métamorphisme de faible profondeur.

Cependant existent, très localisées, des roches affectées par un métamorphisme beaucoup plus intense (à l'indice de cuivre de PONANDOU, près de

(1) Echantillon AW 61 H. 154 L.M. B.R.G.M. NOUMEA

(2) Echantillon AW 61 H. 29 L.M. B.R.G.M. NOUMEA

la tribu de KOE). A côté d'une diabase apparaissent des faciès glaucophaniques sur un fond plagioclastique ainsi que des schistes très sériciteux. On note aussi des roches à horn blende, semble-t-il. L'ensemble est très fracturé et plissé de façon désordonnée. Il s'agit d'un cas aberrant et unique dans cette région.

2. AGE DE LA FORMATION DES GRAUWACKES DANS LA REGION DE TOUHO.

En NOUVELLE-CALÉDONIE le faciès grauwacke est caractéristique des terrains antérieurs au Crétacé. Les dépôts datés de ces roches ont des âges s'échelonnant entre le Permien et le Jurassique moyen. Dans le cas présent le rapprochement lithologique que l'on peut faire avec la formation de Saraméa est le seul élément susceptible de préciser l'âge de la formation affleurant entre TOUHO et TIWAKA. Encore faut-il faire des réserves quant à l'équivalence entre ces deux formations qui ne repose que sur la présence des brèches. La formation de Saraméa est placée dans le Jurassique par J. AVIAS (1953, p.190). Celui-ci écrit " on est en droit de se demander si ces tufs de Saraméa ne sont pas du même âge (post Sinémurien, anté-Toarcien) que les tufs de la rivière Aymes, ou s'ils représentent le Lias supérieur et le Jurassique moyen (Bajocien -Bathonien) voire une partie du Jurassique supérieur". L'identification à la formation de Saraméa nous conduirait donc à une présomption pour un âge en gros Jurassique.

- 2 -

SERIE SCHISTO-ARGILEUSE DU DIAHOT (CRETACE)

INTRODUCTION.

J'appellerai série schisto-argileuse du Diahot l'ensemble des terrains (autres que les alluvions récentes) affleurant le long de la moyenne et basse vallée du DIAHOT entre OUEZIA et DILAH.

Dans ce secteur la série est constituée par deux formations superposées que je désignerai sous les noms de: formation des schistes du Tondo à la base, formation des schistes et roches volcaniques de Pilou au sommet.

On peut rattacher à ces formations que je définirai l'une à la crête du TONDO, l'autre dans le voisinage de l'ancienne mine PILOU d'autres terrains affleurant dans la région des rivages nord de la baie de NEHOUE et dans l'extrémité septentrionale de l'île. (Pl. XI)

Dans la région de HIENGHENE un important volume de terrains peut être rapporté à la série du Diahot. Nous verrons que l'on peut y distinguer deux autres formations superposées que j'appellerai : formation des schistes verts de la Tipindje à la base, formation des schistes

et roches volcaniques de Hienghene au sommet.

La série schisto-argileuse du Diahot dont nous verrons l'âge dans l'ensemble Crétacé, peut être considérée comme l'équivalent du " terrain à charbon " de M. PIROUTET (1917) (Portlandien - Crétacé) ensemble de " schistes, grès, poudingues, le plus fréquemment argilo-arénacé..." (M.PIROUTET, 1917 p.125), ou de la " formation à charbon " de P. ROUTHIER, ensemble de " pélites (argiles schisteuses)... de lentilles de grès et d'arkoses en volume généralement réduit contenant quelquefois des veines de charbon" (P. ROUTHIER, 1953, p.49). La " formation à charbon " de P. ROUTHIER s'étend du Jurassique supérieur au Crétacé inclus.

I. LA SERIE SCHISTO-ARGILEUSE DU DIAHOT DANS LA REGION DIAHOT-NEHOUÉ.

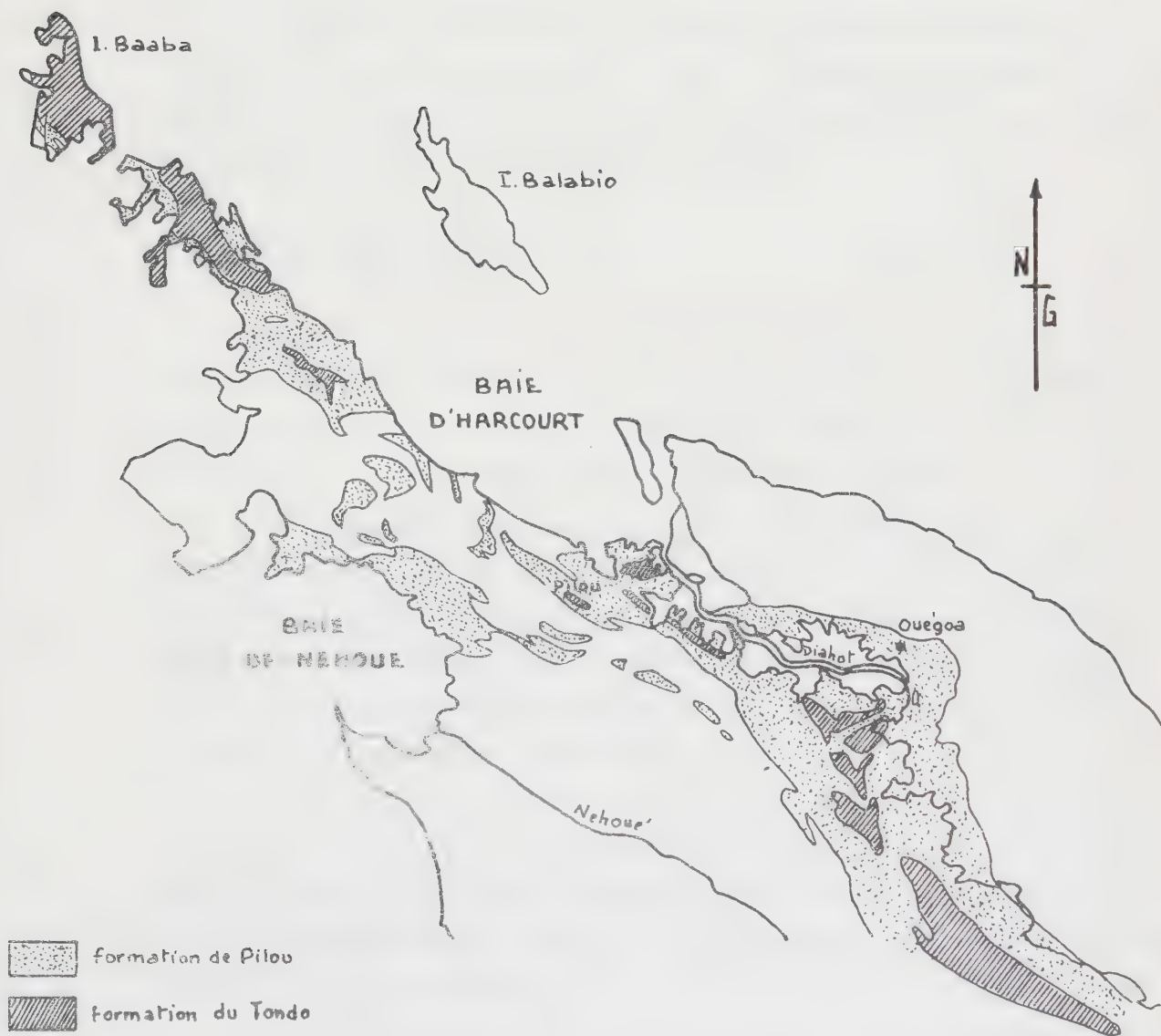
A. LA FORMATION DES SCHISTES DU TONDO

Je définirai sous le nom de formation des schistes du Tondo les terrains schisteux affleurant le long de la route d'OUÉGOA à KOUMAC au lieu où elle franchit la crête du TONDO (embranchement avec la route de BONDE)

Les terrains se rapportant à cette formation du Tondo couvrent d'importantes superficies le long du bassin de rive gauche du DIAHOT et dans la pointe septentrionale extrême du territoire. Ces surfaces ont la forme de bandes plus ou moins trapues et lenticulaires, allongées généralement nord-ouest sud-est. Leurs dimensions varient entre 1 et 10 km pour la longueur et 200 m à 5km pour la largeur. (Pl. XII)

LA SERIE SCHISTO-ARGILEUSE DU DIAHOT
DANS LA REGION DIAHOT-NEHOUE

SITUATIONS DE LA FORMATION DE PILOU ET DE LA
FORMATION DU TONDO



ECHELLE : 1 / 400.000 =

1. DESCRIPTION DES FACIES.

Cette formation est un ensemble monotone de schistes argileux. Les variations de faciès sont rares et représentées uniquement par quelques passées gréseuses ou calcareuses.

Une végétation remarquable, uniquement herbeuse la recouvre. Cette végétation tranche comparativement à celle, à niaoulis et graminées qui recouvre la formation supérieure (formation des schistes de Pilou) pour- tant elle aussi essentiellement schisto-argileuse.

a. Le faciès schisteux.

L'aspect des schistes tels que l'on peut les voir dans la crête du Tondo est caractéristique. Cela ne veut pas dire que l'on n'en trouve pas de semblables dans la formation supérieure par exemple, mais ils n'y for- ment jamais des assises aussi puissantes que dans celle-ci.

Ce sont des schistes fins, de couleur très généralement grise deve- nant ocrée lorsqu'ils sont altérés. Les plans de schistosité sont légè- rement satinés, doux au toucher. Ceci tend à faire surestimer leur teneur en séricite et l'importance de leur transformation métamorphique. En fait c'est un phénomène essentiellement dû à leur finesse. Leur débit se fait en lamelles fines, planes ou gaufrées.

Au microscope, ces schistes se montrent constitués par l'empilement régulier de minces lits phylliteux et quartzeux. Les lits phylliteux sont formés de séricite et minéraux argileux, associés à un peu de chlorite et de matière limoniteuse. Ils sont, ou plus importants ou équivalent par leur épaisseur aux lits quartzeux.

L'échantillon décrit provient du croisement des routes de KOUMAC - OUEGOA et de BONDE lieu où la formation a été définie (1)

(1) Echantillon JE 58.266 LM B.R.G.M. NOUMEA

Macroscopiquement c'est un schiste fin, gris, un peu satiné. Il se débite en lamelles gaufrées.

Au microscope apparait un empilement régulier de lits alternativement phylliteux et quartzeux. Ces lits sont d'épaisseur équivalente (quelques centièmes de millimètres).

Les lits phylliteux sont constitués de séricite et d'une matière plus ou moins opaque et rougeâtre en partie limoniteuse. On y note aussi quelques lamelles de chlorite et de rares grains noirs de matière organique carbonneuse.

Les lits quartzeux sont formés de cristaux très allongés parallèlement au litage. En largeur ces cristaux forment toute l'épaisseur du lit. ils ont une extinction roulante et leur allongement remarquable montre qu'ils ont été déformés et vraisemblablement un peu recristallisés.

Le second échantillon décrit (1) provient de l'extrême pointe septentrionale de l'île, à BOAT PASS où l'on retrouve des terrains s'identifiant parfaitement à la formation. Ce lieu se trouve à plus de 60km au nord-ouest du précédent.

C'est un schiste fin, gris clair, légèrement satiné, se débitant en lamelles fines et planes. Il est, mis à part l'aspect non gaufré des lamelles, très semblable au précédent.

Il est aussi formé identiquement par l'empilement régulier de lits alternativement phylliteux et quartzeux. Les lits phylliteux sont par contre beaucoup plus développés que les lits de quartz. Ils sont formés par de la séricite et des minéraux argileux et colorés en brun par des matières limoniteuses. On note aussi un peu de chlorite. Les lits quartzeux sont constitués de très petits cristaux allongés (0,01 à 0,05mm d'épaisseur) parallèlement aux plans de litage. Il apparait de plus quelques amandes quartzeuses, formées de cristaux plus gros et dans lesquelles se remarquent un ou deux cristaux d'un plagioclase alcalin (albite).

Ces deux exemples montrent la régularité de ces schistes très semblables en des points très éloignés l'un de l'autre. Cependant on doit remarquer la présence dans le dernier d'une fraction plus grossière et contenant quelques feldspaths détritiques. Ces faciès légèrement feldspathiques sont très rares.

(1) JE 59 D4 L.R. B.R.G.M. NOUMEA.

Composition chimique.

L'analyse 1 donnée ci-dessous a été faite sur un échantillon moyen constitué à partir d'une dizaine de prélèvements. Cet échantillonnage a été fait dans la région d'OLANE, dans la pointe septentrionale. Les prélèvements étaient distants de 100 à 200m en moyenne.

A titre comparatif, une analyse d'un schiste argileux de la " formation à Charbon" du bassin de POYA (région centrale de la NOUVELLE-CALEDONIE) est donnée. Cette analyse (PR1), relevée dans le mémoire de P. ROUTHIER (1953 p.51) provient des couches à Iocérames jurassiques de la NEQUIPIN.

	1	PR 1
Si 02	66,18	62,10
Al2 03	16,43	18,10
Fe2 03	4,31	4,55
Fe 0	1,57	1,00
Mg 0	2,05	1,43
Ca 0	1,05	0,21
Na2 0	3,03	1,85
K2 0	1,86	3,05
Ti 02	0,10	0,50
P2 05	tr.	0,16
Mn 0	0,30	tr.
H2 0 +	1,88	1,83
H2 0 -		4,15
CO 2		tr.
mat. Org.		0,55
total	98,76	99,60
	Analyse n° D. 1615 D.DASTILLON NOUMEA	An. CTAC CNRS

Notre échantillon apparaît plus riche en silice. Pour le reste ces analyses sont très comparables. Il est à noter que si la somme des alcalins est quasi identique, notre échantillon est nettement plus riche en soude qu'en potasse alors que l'échantillon provenant de POYA est à l'inverse, et pour un chiffre identique, plus riche en potasse qu'en soude.

b. Les autres faciès.

- Les grès.

Ils forment, dans les schistes, des intercalations de puissance réduite (de l'ordre du mètre). Dans l'ensemble ces roches représentent un volume de très faible importance bien qu'en certains lieux (crête du TONDO, crête d'OLANE) un certain nombre de petits bancs tendraient à faire surestimer l'importance de ce faciès.

Ce sont des roches massives, indurées, à grain assez fin, de couleur ocrée. Ils sont parfois pyriteux (TONDO).

L'échantillon décrit provient de la crête du TONDO (1).

Il apparaît au microscope d'une granulométrie assez hétérogène. Le quartz forme à peu de choses près toute la roche. On remarque une mosaïque de petits cristaux trapus à côté de laquelle apparaît une zone de cristaux beaucoup plus grands qui semblent avoir recristallisé. En dehors du quartz on note de la pyrite. Celle-ci est aussi de dimensions variables et suit la granulométrie du quartz. Ainsi la zone à petits cristaux de quartz contient quelques petits cubes de pyrite alors que la zone à cristaux plus importants est riche en grands cubes.

- Les lentilles calcaires.

Ce faciès, peu développé, ne s'observe que dans la région de l'extrémité septentrionale, le long des rivages. Ce sont des amas trapus et de petites dimensions: 20 - 50cm en largeur, 30cm - 1m en longueur. La roche est un calcaire gris sombre paraissant assez siliceux.

(1) JE 58.265 L.M. B.R.G.M. NOUMEA

c. Faciès métamorphiques.

La plupart des schistes de la formation portent l'empreinte du métamorphisme. Celui-ci reste très superficiel; développement de la séricite dans les lits phylliteux, étirement du quartz. Spatialement, il est plus intense dans les régions nord-est que dans les régions sud-ouest. Ainsi le petit secteur de la formation situé dans la région du col du CREVE-COEUR et surtout dans le haut bassin du creek POUEBONOU (sud de BONDE) montre des faciès de schistes nettement moins sériciteux. Enfin, dans les faciès sériciteux, il est assez fréquent de rencontrer un peu de glaucophane. Ce minéral est en fines aiguilles apposées parallèlement aux plans de schistosité mais sans orientation privilégiée dans ces plans. Le glaucophane ne représente jamais dans ces schistes un minéral quantitativement important; les aiguilles apparaissent de façon très dispersée.

Les faciès grossiers de cette formation (grès) semblent peu sensibles au métamorphisme. Il n'y a pas de traces importantes de tension dans les grains de quartz, à part les extinctions roulantes et quelques zones de quartz lamelleux contre des faces de cubes de pyrite. La recristallisation ne paraît pas non plus avoir été très intense.

Les faciès métamorphiques sont donc en fait peu transformés et cela est essentiel, leurs caractères lithologiques d'origine ne sont absolument pas masqués. Il en est de même nous le verrons pour toutes ces formations rangées jusqu'ici en phyllades et séricitoschistes et cela explique que nous ayons pu faire une véritable stratigraphie dans celles-ci.

2. SITUATION STRATIGRAPHIQUE DE LA FORMATION DU TONCO, 188.

Faute d'éléments paléontologiques on ne peut la dater en elle-même. Son âge ne peut être déduit que de sa position par rapport à la formation de Pilou, seul ensemble avec lequel la formation du Tondo apparaît en relations.

La formation du Tondo est située sous la formation de Pilou dont nous verrons l'âge Sénonien. Le passage de l'une à l'autre s'effectue en continuité.

Cette position inférieure de la formation du Tondo est déduite de l'observation de sa disposition par rapport à la formation de Pilou et par rapport à la série silico-calcaire éocène. Elle est en effet toujours séparée de la base de cette dernière par la formation de Pilou. L'âge de la formation du Tondo serait donc inférieur au Sénonien. Il n'est cependant pas exclu que son sommet ne monte dans cet étage. En certains lieux en effet (BAABA, PILOU) la limite formation de Pilou - formation du Tondo, se situe très près des gîtes fossilifères sénoniens de la formation de Pilou. Ce rapprochement peut être attribué à un amincissement de cette dernière formation c'est-à-dire au remplacement d'une partie de ces faciès de base par ceux de la formation du Tondo.

Il est probable que le millier de mètres que l'on peut estimer correspondre à la partie visible de cette formation doit rester dans le Crétacé moyen ou à la rigueur inférieur (1).

B. LA FORMATION DES SCHISTES ET ROCHES VOLCANIQUES DE PILOU.

A. NOESMOEN a dénommé " schistes de Pilou" l'ensemble de schistes argilo-gréseux noirs, grès, calcschistes et roches volcaniques acides et basiques affleurant le long de la rive gauche du DIAHOT et, en particulier, dans la région de l'ancienne mine PILOU. La dénomination de " formation des schistes et roches volcaniques de Pilou que j'utiliserai ne fait que mettre l'accent sur le caractère volcanique de la formation. Elle définit un ensemble parfaitement équivalent aux " schistes de Pilou". J'en-

(1) On peut remarquer en référence le millier de mètres de sédiments très fins qui, dans la région de la HAUTE POUNOU (rive gauche du DIAHOT), sépare des gîtes d'Inocerames sénoniens de calcaires pouvant être rapportés au Crétacé inférieur.

tendrai par région de Pilou (1) le secteur situé dans le voisinage immédiat de cette ancienne mine s'étendant jusqu'à un km à la ronde.

Cette formation des schistes de roches volcaniques de Pilou que nous appellerons de façon courante formation de Pilou apparaît avec son faciès type le long de toute la vallée du bas DIAHOT. Je lui ai assimilé d'autres formations également constituées de schistes noirs légèrement gréseux et situés en bordure de la baie de NEMOUE ou dans l'extrémité septentrionale de l'île. Toutefois nous verrons que ces ensembles sont lithologiquement un peu différents (pl. XII).

La formation de Pilou a pu, nous le verrons, être datée par des fossiles.

1. DESCRIPTION DES FACIES.

La formation de Pilou est remarquable par sa variété lithologique, mais le faciès dominant de loin est le faciès schiste argileux plus ou moins gréseux, noir. Dans le domaine sédimentaire les variations lithologiques sont représentées par des schistes feldspathiques, des schistes chloriteux, des calcschistes et calcaires, des grès et même des conglomérats. A cette série sédimentaire variée s'ajoutent (régions de rive gauche du DIAHOT et de la baie de NEMOUE) un important volume de roches volcaniques : diabases, rhyolites, tufs basiques et acides.

Ces roches sont dans l'ensemble peu touchées par le métamorphisme. Mais dans les régions les plus au nord-est l'action de celui-ci s'est accrue ne masquant cependant pas l'essentiel de la lithologie des différents faciès.

a. Les schistes.

Ils sont généralement de couleur noir ou gris-noir, et d'aspect légèrement gréseux sur la tranche. En fait il existe une assez grande variété

(1) L'ancienne mine PILOU est située dans la région de rive gauche du bas DIAHOT, quelques kilomètres au sud-ouest de l'embouchure de ce cours d'eau.

d'aspects suivant le grain qui peut être fin ou assez grossier. Le débit est aussi variable, en plaquettes planes ou ondulées, en prismes canelés.

L'observation au microscope montre une roche constituée de quartz détritique, de séricité et minéraux argileux, d'un peu de chlorite et de grains noirs de matière charbonneuse. Ces minéraux ne sont pas groupés lit par lit mais sont mêlés; la séricite enveloppe les grains de quartz. Les éléments phylliteux ont néanmoins une orientation dominante qui détermine la schistosité.

Un tel type varie suivant la dominance des minéraux phylliteux ou au contraire quartzeux. Il peut aussi exister des cas où apparaît un litage.

Les traits les plus caractéristiques sont en fin de compte la couleur foncée indiquant la présence de matière charbonneuse (ils peuvent légèrement tacher les doigts), l'aspect généralement un peu grossier.

- Composition chimique.

L'analyse 2 donnée ci-dessous a été faite sur un échantillon moyen. Il a été constitué à partir d'une dizaine de prélèvements effectués en plusieurs points de la formation de Filou dans les régions de la Baie BANARE et de BOAT-PASS dans l'extrémité septentrionale de l'île. Les faciès prélevés présentaient une certaine uniformité: schistes noirs finement gréseux.

Deux autres analyses sont placées à côté de celle-ci à titre comparatif. L'une (n° 1) provient d'un échantillon de la formation du FUNDO et a déjà été citée. L'autre (PR.2) a été relevée dans le mémoire de P. ROUTHIER. Elle provient d'un échantillon de la formation à charbon dans le bassin de POYA. Cet échantillon a été recueilli par P. ROUTHIER dans des couches à *Kossmaticeras* d'âge sénonien. Les analyses n° 2 et PR 2 correspondent à des schistes d'âge comparable.

2 = analyse D 1616)
 1 = analyse D 1515 (analyste D. DASTILLON B.R.G.M. NOUMEA
 PR 2= " CTAC - CNRS

		2	1	PR 2
Si	02	63,22	66,18	62,60
Al2	03	16,76	16,43	19,30
Fe2	03	4,47	4,31	3,40
FeO		2,71	1,57	0,50
MgO		1,70	2,05	0,77
CaO		1,94	1,05	0,21
Na2	0	2,24	3,03	0,55
K2	0	1,84	1,86	1,75
Ti	02	0,45	0,10	0,70
P2	05	tr.	tr.	0,05
Mn	0	0,26	0,30	tr.
H2	0 +			0,33
H2	0 -	2,98	1,88	9,25
CO2				tr.
mat.organ.				0,70
Total		98,57	98,76	100,11

Notre échantillon (n°2) est comparable pour la silice avec celui provenant du Sénonien du bassin de FOYA (PR2). Il est par contre moins alumineux et beaucoup plus riche en fer, magnésie, chaux et soude. Le chiffre de l'eau totale est de beaucoup inférieur à celui du PR2.

La comparaison entre 1 et 2 montre une grande similitude. On note simplement plus de silice dans l'échantillon de la formation du Tondo (n°1) et un peu plus de soude. L'échantillon de la formation de Pilou (n°2) contient en revanche un peu plus de chaux et de fer.

b. Variations dans les faciès schisteux.

- Les schistes feldspathiques.

Ce type est très courant et il est très caractéristique de cette formation.

Macroscopiquement ils se présentent comme des schistes pouvant être fins ou plus ou moins gréseux. En les observant sur la tranche on remarque des points ou des lits blanchâtres ou rosâtres. Souvent leur couleur

d'ensemble est plus claire que celle des schistes ordinaires: ocre, grise ou verdâtre. Les faciès chloriteux ne sont pas rares.

L'échantillon décrit (1) est un faciès assez gréseux de ces schistes. Sa couleur est gris clair. On remarque un vague litage avec des lits blanchâtres. Il provient de la région de Pilou.

Au microscope cette roche montre un fond détritique quartzo-phylliteux. La phyllite est surtout de la séricite. Le quartz est de granulométrie assez variable.

Sur ce fond apparaissent d'assez nombreux porphyroclastes de plagioclases alcalins maclés (albite). Avoisinant ces plagioclases maclés on observe des plages d'albite non maclée poecilitique et de forme amiboïde. Le développement de ces formes d'albite est nettement secondaire. Les plagioclases maclés sont par contre nettement d'origine détritique. L'albite non maclée forme des cristaux de dimensions variables dont certains assez petits constituent une petite fraction du fond quartzo sériciteux.

- Les calcschistes et calcaires.

Les calcschistes ont une couleur grise et un aspect un peu plus massif que les schistes ordinaires avec lesquels ils peuvent alterner. La répartition de ces faciès est irrégulière. On en trouve principalement dans la région MERETRICE-PILOU. Il peut quelques fois apparaître au sein de ces calcschistes une petite lentille de quelques dizaines de mètres de calcaire dolomitique.

c. Les grès et les conglomérats.

- Les grès.

Il y a toute une série de termes de passage entre les schistes et les grès par l'intermédiaire de schistes gréseux. En fait les grès ont fréquemment une schistolosité grossière et pourraient le plus souvent grès schisteux. On observe surtout ces roches dans les régions de PILOU, AO, de la baie de NEIOUE et de la pointe septentrionale.

Ces grès ne sont ni très grossiers ni très massifs. Ils contiennent

(1) Echantillon JE 57 11. L.M. BRGM NOUMEA.

toujours une certaine proportion de phyllites et de matière charbonneuse. Ils sont de types variés suivant les minéraux qui entrent dans leur composition: grès noirs, à matière charbonneuse, grès calcaireux, grès feldspathiques, et types intermédiaires. Les grès feldspathiques, à feldspath détritique sont courants dans les régions riches en roches volcaniques.

- Les conglomérats.

Il n'est pas rare qu'aux grès soient associés des conglomérats. Ces conglomérats sont à petits éléments. La taille des galets se situe entre 2mm et 2cm et il est rare qu'elle atteigne la grosseur du poing. Leur aspect est d'ailleurs toujours un peu schisteux: les galets sont aplatis parallèlement à un même plan et forment des sortes de lits plus ou moins séparés par des parties phyllito-quartzieuses.

Ces conglomérats constituent des bancs peu épais de quelques dm à quelques mètres.

L'observation microscopique montre des galets enveloppés par une pâte gréseuse ou schisteuse.

Les minéraux s'ajoutant au quartz pour former cette pâte sont d'une grande variété. La pâte est ainsi tantôt sériciteuse, tantôt chloriteuse ou encore calcaireuse, charbonneuse, limonitique, etc...

Les galets sont formés par de gros minéraux, quartz en général, parfois feldspaths, par des roches quartzieuses ou volcaniques. Les roches volcaniques sont généralement des phyllites alcalines ou des trachytes alcalins. En un seul endroit (BOAT-PASS) j'ai observé des conglomérats formés par de gros galets d'un granophyre. Cette roche est en effet formée par une micropegmatite enveloppant de l'albite à macles entrecroisées. Je ne l'ai jamais observée en place.

Ces conglomérats, aux éléments de petite dimension forment des bancs étroits et peu étendus. Ce sont des conglomérats intraformationnels.

d. Les roches volcaniques.

Les roches volcaniques que l'on rencontre dans cette formation sont principalement des roches volcaniques basiques. Mais dans certaines régions, telle celle de PILOU apparaissent aussi en notable quantité des roches acides

- Les roches basiques (roches vertes), les diabases et les lufs.

Les faciès basiques sont essentiellement représentés par des diabases. Ces roches forment des lentilles allongées dont la dimension varie entre 100m et 2 - 3 km pour la longueur, quelques mètres à 200 ou 400 m pour la largeur. Ces lentilles sont disposées parallèlement à la direction des formations environnantes et leurs épontes sont concordantes avec les plans de schistosité ou de stratification (1) des terrains encaissants.

Ce sont des roches de couleur verte, généralement massive, mais qui peuvent présenter dans certains cas une apparence de schistosité. Elles s'altèrent en donnant des terres ferrugineuses rouges très caractéristique (2).

L'exemple type peut être donné par une diabase de la région de PILOU que je décrirai ci-dessous (3) (PL.XIII) :

Macroscopiquement les petites baguettes vert pâle des plagioclases sont visibles et la structure doléritique se devine.

Au microscope cette structure est nette. Le plagioclase n'est plus qu'une purée saussuritique. Les formes des anciens microlites sont emplies de vermicules extrêmement ténus de zoizite. Les espaces feldspathiques limpides sont constitués d'albite.

L'augite est très chloritisée. Il ne reste plus du cristal qu'une dentelle dont les jours sont emplis de chlorite.

L'ilménite est transformée en petits granules de leucoxène

Un autre aspect de ces diabases est le type à pumpellyite qui contrairement à l'impression que l'on pourrait avoir à la lecture des ouvrages de A. LACROIX (1942) et de P. ROUTHIER (1953) n'est pas le type le plus fréquent dans les diabases vertes (4).

L'échantillon décrit provient de la région de PILOU (sommet NAVADJI); La roche est une diabase verte ne différant pas, à première vue, des

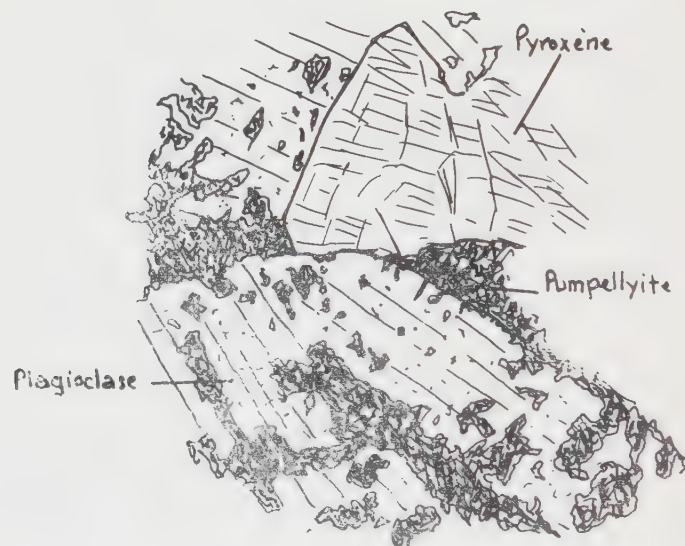
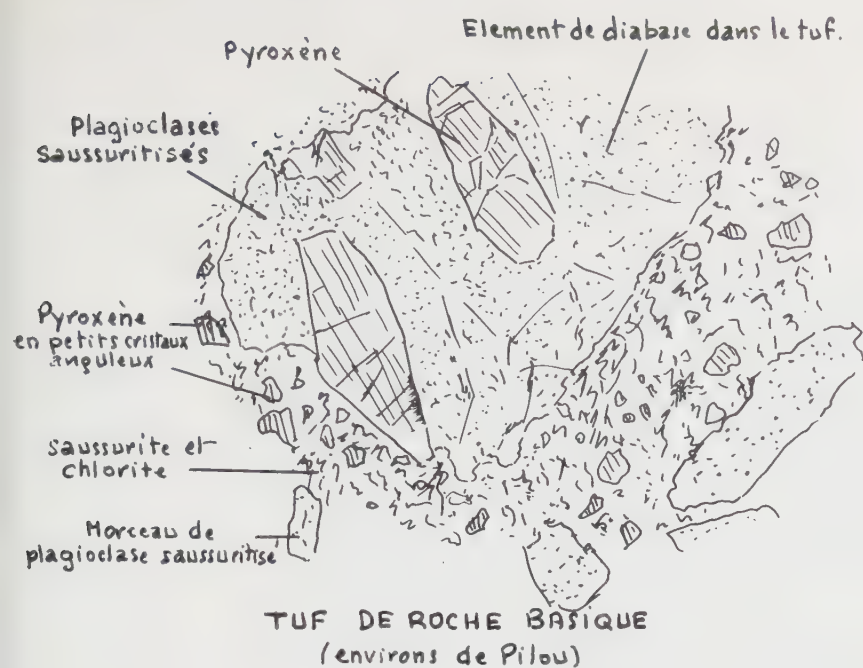
(1) La stratification et la schistosité sont en effet généralement concordantes

(2) Elles sont aussi recouvertes par une végétation uniquement herbeuse

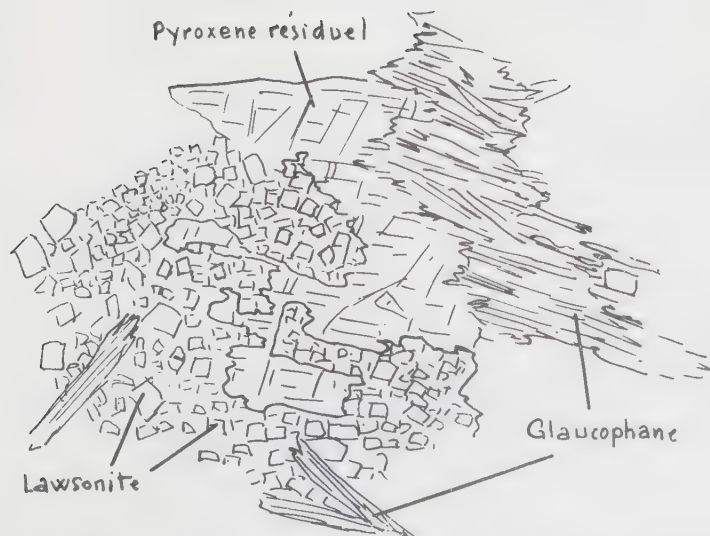
(3) Echantillon JE 58 89 L.M BRGM NOUMEA

(4) JE 58 33 LM B.R.G.M. NOUMEA

ROCHES BASIQUES DE LA FORMATION DE PILLOU (micrographies)



DIABASE A PUMPELLYITE
(environs de Pillou)



DIABASE GLAUCOPHANIQUE A LAWSONITE
(Ouvéa)

autres types (1). (Pl.XIII).

La structure est doléritique.

Les microlites de plagioclase (andésine) sont relativement limpides. Ils sont enveloppés et parsemés de pumpellyite. Ce minéral forme des amas auréolés de piques. Le polychroïsme varie du vert-jaune au vert-pomme. Il est assez fortement réfringent, polarise dans les tons du second ordre et se montre très dispersif. L'extinction oblique est difficilement mesurable. La pumpellyite occupe non seulement une partie du plagioclase et ses bords mais aussi une grande partie des intervalles entre les microlites.

Un peu de quartz apparaît en plages de formes à tendance amiboïde. La pumpellyite qui entoure ce quartz y élance des faisceaux de fines aiguilles.

L'augite est peu abondante.

On note encore des cristaux de glaucophane dans la pumpellyite. Leurs extrémités sont effilochées et se mêlent à la pumpellyite.

Le sphène est abondant, en gros cristaux allongés.

En ce qui concerne la composition chimique de ces diabases, nous nous référerons aux analyses de A. LACROIX (1942) et de P. ROUTHIER (1953). Ces analyses sont faites sur les types à pumpellyite. Je donnerai simplement les paramètres calculés par les auteurs.

-An. 10 et 11 A. LACROIX (1942, p.31): dolérites de la rive gauche du DIAHOT

10..... II. 4.4.4(5). (2.1.3.2°)

11..... III. 4.4(4)5.0.1 (2.1.3. (2)3)

An. R 192 et R 237, P. ROUTHIER (1957, p.158) AO et région de PILOU.

R192 (II) III. 5.3(4).3. (2.1.3.2(3))

R237 III. (4)5. (3)4.4(5). (2.1.1(2).3)

La roche 10 serait une dacite.

La roche 11 un gabbro quartzique ou une sakalavite.

La roche R 192, une norite mésocrate.

La roche R 237, un gabbro quartzique ou une sakalavite.

A côté de ces diabases peuvent apparaître des tufs souvent assez semblables macroscopiquement mais cependant parfois légèrement schisteux.

L'exemple décrit est un tuf pyroclastique, venant du versant nord

(1) Les faciès qui sont décrits en tant que faciès caractéristiques de la formation sont choisis parmi les moins métamorphiques, la description des types métamorphiques devant suivre après. C'est la raison pour laquelle je précise diabases vertes par opposition aux diabases bleues glaucophaniques que je décrirai plus loin.

du col d'ARAMA (1) (Pl. XIII).

La structure de tuf pyroclastique apparaît très bien au microscope. Des éléments bréchoides de diabase sont enveloppés d'une pâte de cristaux de plagioclases et de pyroxène brisés associés à de la chlorite.

Les minéraux formant les morceaux de diabase et la pâte sont les mêmes.

Le plagioclase est saussuritique, les parties restant limpides entre les vermicules d'épidote sont de l'albite. On observe aussi quelques plages d'albite non maclée poecilitique et amiboïde, nettement secondaires.

L'augite est présente dans les intervalles des microlites de la base et en éléments anguleux dans le fond de la roche.

La chlorite est abondante et forme une importante partie du fond pyroclastique.

On note aussi du quartz tendant à se disposer en filonnets et du sphène qui semble avoir recristallisé dans les fissures.

Mais un trait remarquable de cette roche est aussi la présence de pumpellyite en amas bien individualisés et bien détachés du reste de la roche. Ce minéral y montre une tendance à la structure sphérolitique.

D'autres exemples de roches basiques ayant la structure d'un tuf ont été observés; dans la région d'AO au contact de diabases, dans les bancs de roches vertes du CREVE-COEUR. Malgré tout, ces tufs ne représentent qu'un assez faible volume parmi les roches volcaniques basiques qui sont pour l'essentiel des diabases

- Les roches volcaniques acides : rhyolites, trachytes, tufs acides.

Les roches acides forment des bancs indurés de quelques dizaines de mètres de puissance pour quelques centaines de mètres de long et affleurent essentiellement dans les régions de PILOU-MERETRAICE-FIEN HILL. Elles sont en général de couleur claire, blanche ou gris-bleuté, parfois aussi colorées

(1)-Les roches volcaniques affleurant au col d'ARAMA ont été rattachées aux épanchements paléogènes par P. MOUTIER (1953) à la suite de l'observation de pillow-lavas faite par cet auteur. Il faut d'ailleurs remarquer que ceux-ci n'apparaissent pas bien clairement. Ces roches volcaniques sont en fait interstratifiées dans un contexte de schistes noirs, de schistes gréseux, feldspathiques, de grès et même de conglomérats tout à fait caractéristiques de la formation de Pilou. Leur rattachement à cet ensemble ne fait aucun doute. Notons par ailleurs qu'il existe bien des épanchements rattachables à ceux du Paléogène, à 1 km plus au sud. Ceux-ci sont séparés de la formation de Pilou par un contact anormal et affleurent au cœur de calcaires et calcschistes typiquement éocènes.

- Echantillon JE 58.177 LM BRGM . NOUMEA

de teintes vives dues à l'oxydation de la pyrite qu'elles contiennent fréquemment en quantité. Ce sont des roches soit massives soit schisteuses et dans ce dernier cas toujours un peu sériciteuses. Les bancs de roches acides ont toujours leurs épaves concordantes avec les formations sédimentaires encaissantes. Très généralement ces formations sédimentaires sont des schistes feldspathiques à feldspaths détritiques.

La roche décrite provient de l'ancienne mine d'or de FERN-HILL (1). Sa couleur est blanche. Elle est très vaguement schisteuse.

Il apparaît au microscope un fond microlitique d'albite. Dans ce fond des phénocristaux d'albite et de quartz sont disposés en traînées. On note quelques lits sériciteux.

Une telle roche est une rhyolite alcaline albitique.

Mais l'aspect le plus fréquent est celui de roches dans lesquelles se mêle une importante fraction détritique (quartz et phyllites (séricite)). Il est fréquent que de telles roches passent à des quartzites à grain très fin ou à des schistes feldspathiques. L'abondance des quartzites dans le domaine des roches acides pose un problème. Il s'agit en effet de roches très particulières, de couleur gris-bleu, à cassure unie et conchoïdale, pyriteuses. Elles sont formées par une mosaïque de cristaux extrêmement petits et très régulier de grain. Ces roches ne révèlent pas un caractère détritique net. Il semble très possible de penser qu'elles proviennent de passées sédimentaires siliceuses ayant recristallisé. Les dépôts siliceux pouvant avoir une relation avec la composition chimique particulière des eaux lors des éruptions sous-marines.

Nombre de roches volcaniques acides ont une structure clastique. Il est très vraisemblable qu'il s'agit souvent de tufs, mais il s'y mêle fréquemment une part de minéraux phyllitiques et quartziteux qui laisse aussi penser à un apport détritique.

Enfin certains types apparaissent très pauvres en quartz et formés

(1) Echantillon JE 60 Fl. L.M. CLERMONT 16 646

pour la plus grande part de microlite d'albite. De telles roches tendent vers les trachytes alcalins albitiques. On rencontre de telles roches en particulier dans la région de PILOU. Il est à noter qu'elles sont très fréquentes en galets dans les conglomérats.

En ce qui concerne la composition chimique de ces roches, nous nous référerons à une analyse donnée par P. ROUTHIER (1953, p.45) à propos d'une rhyolite de "la formation des schistes feldspathiques de la baie de Néhoué", formation qui est, nous allons le voir, identique à la formation de Pilou.

Analyse CTAC - CRNS. 1951

Si O2	65,75	Q	26,16
Al2O3	16,20	Or	1,67
Fe2O3	3,75	Ab	49,25
FeO	0,55	An	2,50
MnO	0,03	C	5,41
MgO	2,40	MgSiO2	6,00
CaO	0,65	Hem	3,68
Na2O	5,85	Ilm	1,06
K2O	0,35	Ap	0,31
TiO2	0,65		
P2O5	0,14	perte feu	3,30
pertes feu	3,30		
Total.....	99,62	Total.....	99,34

Paramètre: I (II). 4 .1°.5

Une telle roche est une rhyolite alcaline albitique.

Le caractère remarquable des rhyolites de cette formation est donc l'importante teneur en soude qui conduit à des types alcalins uniquement albitiques.

Age des roches volcaniques, le problème des diabases.

Il ne fait aucun doute que les roches volcaniques acides, fréquemment accompagnées de tufs ou de roches volcano détritiques sont des roches contem-

poraines de la sédimentation, donc des éruptions volcaniques sous-marines.

En ce qui concerne la mise en place des diabases, il a été longtemps admis qu'il s'agissait de roches mises en place postérieurement au dépôt des sédiments. P. ROUTHIER (1953 p.158) écrit à ce sujet: " si l'on tient compte de l'extrême faiblesse des déformations dans ces dolérites, on doit les tenir grosso modo pour post-tectoniques ". En fait nous allons voir un faisceau de faits montrant qu'elles sont certainement contemporaines de la sédimentation.

- 1°. Les diabases apparaissent en grande quantité dans un horizon étroit (puissance 1000m). Précédé par une formation où elles sont inconnues et surmonté d'une série (Eocène) où elles sont très rares.

- 2°. Elles forment des bancs dont les épontes sont concordantes avec la schistosité des terrains encaissants.

- 3°. Il existe dans l'horizon qui les contient de nombreuses couches de roches volcaniques acides. Roches que l'on ne retrouve ni dans la série supérieure ni dans la formation inférieure. Les sédiments de cet horizon sont fréquemment chargés de minéraux détritiques provenant de roches volcaniques (feldspaths).

- 4°. Il existe des tufs basiques interstratifiés, contenant des éléments bréchiques de diabase.

On pourrait encore ajouter à cela l'observation faite par G. ROSELLO, non loin de MERETRICE, d'une roche verte stratifiée en couches d'épaisseur différentes.

Leur âge contemporain du dépôt des sédiments ne peut donc faire aucun doute. Ceci amène à conclure que ces roches sont liées à des éruptions qui se sont manifestées sous la mer et l'on serait en droit de penser qu'il doit exister des roches vertes avec texture en pillow-lavas. Nous n'avons observé aucune texture de cet ordre si ce n'est les douteux pillow du col d' ARAMA signalés par P. ROUTHIER (1953). L'absence de pillow-lavas n'est

néanmoins pas un fait suffisant pour nier la possibilité d'épanchements sous-marins. P. ROUNIER remarque d'ailleurs pour les très importants épanchements du Paléogène, dont il a montré la mise en place sous-marine, que les pillow-lavas y sont très rares. Enfin, il n'est pas impossible d'imaginer que nombre de ces lentilles diabasiques ont pu s'étaler directement lors du dépôt dans la partie de sédiments encore meubles, c'est-à-dire proches de la surface, sans venir au-dessus de ces sédiments et en contact avec l'eau de mer pour autant.

e. Les faciès métamorphiques.

Les faciès que nous venons de voir correspondent à l'aspect le moins métamorphique des terrains de la formation. Il serait donc impropre de dire qu'ils ne sont pas métamorphiques. En effet on a pu noter des recristallisations de quartz, de séricite, d'albite. Les roches volcaniques sont déjà transformées de façon considérable, le plagioclase n'est plus que saussurite, l'augite est chloritisée, on note parfois la cristallisation de pumpellyite, minéral dont nous verrons la signification dans le métamorphisme. Mais dans l'ensemble ces transformations sont faibles et nous restons dans la zone des schistes.

Par contre une partie des terrains appartenant à cette formation se montre beaucoup plus franchement métamorphique. Ces terrains sont situés les plus au nord-est c'est-à-dire, dans la région de la vallée du DIANOT et dans l'extrémité septentrionale.

Dans la masse des roches sédimentaires, ce métamorphisme correspond à une cristallisation importante de la séricite qui corrout de façon très nette les plans de schistosité aboutissant à des faciès de schistes lustrés. Le quartz recristallise aussi et forme en particulier des petites lentilles blanches de "quartz exsudé". Enfin des minéraux nouveaux apparaissent: glaucophane, lawsonite.

Des roches volcaniques, seules celles de type basique subissent une

importante transformation. Celle-ci aboutit à des diabases de couleur bleue, contenant du glaucophane et de la lawsonite.

- Les séricito schistes.

La roche décrite provient de l'ancienne mine d'or FERN-HILL (1). C'est un schiste quartzeux sériciteux. La couleur est gris-noir. L'aspect des plans de schistosité est lustré.

La roche est formée de quartz, séricite, matière charbonneuse, pyrite.

Le quartz tend à se disposer en lits ou en amandes. Certains lits sont bien développés et sont constitués par de larges cristaux aux bords irréguliers nettement recristallisés. Contre les cubes de pyrite le quartz se dispose en lamelles parallèles allongées parallèlement aux plans de schistosité et perpendiculairement à la face p du cristal.

Les lits phylliteux sont nombreux, plus ou moins larges et plus ou moins continus. Ils sont constitués de séricite et de granules de matière charbonneuse.

La pyrite est en grands ou petits cristaux et se dispose dans les lits phyllito-charbonneux.

Cette roche apparait comme une ancienne argile gréseuse et charbonneuse, transformée par métamorphisme topochimique.

- Séricitoschistes à glaucophane et lawsonite.

Il existe des schistes à glaucophane seul comme d'autres à lawsonite seule. Les premiers sont aisément reconnaissables à l'oeil nu, le glaucophane se distinguant facilement en examinant la surface des plans de schistosité. Il y apparait en courtes et fines aiguilles disposées parallèlement à la schistosité mais n'ayant pas de tendance à suivre une linéation particulière dans ce plan. Les seconds ne peuvent être distingués qu'au microscope, la lawsonite n'y étant pas reconnaissable à l'oeil nu. L'association des deux minéraux glaucophane et lawsonite n'est pas rare.

Les séricitoschistes à glaucophane ont une répartition souvent capricieuse. Cependant ils sont souvent en relation avec des diabases glaucophanique et dominant nettement dans les régions d'abondance de celle-ci. Du fait de l'impossibilité de distinguer la lawsonite à l'oeil nu on ne peut, à

(1) Echantillon GR 55 31 LM BRGM NOUMEA

moins de faire un nombre considérable d'études en lames minces, connaître l'importance du volume occupé par les séricitoschistes à lawsonite.

L'échantillon décrit est un séricitoschiste à lawsonite et glaucophane recueilli dans la concession BIR-HACKEIM (sud-ouest d'OUEGOA) (1).

La roche est formée de lits quartzeux à quartz en cristaux petits et allongés et de lits quartzeux-sériciteux et chloriteux. Les lits ont en moyenne une épaisseur voisine de 0,2mm.

La lawsonite en tablettes rectangulaires assez grandes (0,1 x 0,3mm) représente un volume d'environ 5% de la roche. Elle est installée principalement dans les lits quartzo-sériciteux. Les tablettes sont allongées fréquemment parallèlement aux plans de schistosité mais elles peuvent aussi bien être obliques. Ces cristaux sont fréquemment poecilitique et leurs inclusions disposées en spirale indiquent une rotation au cours de la croissance.

Le glaucophane, en cristaux allongés parallèlement aux plans de schistosité, apparaît, mais assez rare, dans les lits quartzeux.

On note, dans les lits sériciteux, de minuscules vermicules (0,006mm) qui pourraient être une épidote. On trouve également un peu de leucoxène

- Les diabases glaucophaniques.

Le gisement de ces roches reste strictement identique à celui des diabases ordinaires. Les roches conservent macroscopiquement le même aspect massif, la couleur est par contre différente, bleu gris-clair. La structure doléritique est un peu voilée mais se devine encore.

La filiation à partir des dolérites a été mise en évidence par A. LACROIX (1942). Leur répartition et mode de gisement ne fait que confirmer les résultats de cet auteur.

Bien que nous reverrons ces roches métamorphiques lors de l'étude du métamorphisme, je donne ici la description microscopique type.

La roche provient de la presqu'île de PONDOLAI, sur la rive droite du DIANOT.(2) (Pl.XIII).

Elle est formée de lawsonite, glaucophane, augite, chlorite leuco-

(1) Echantillon GR 56 283. LM BRGM NOUMEA

(2) Echantillon JE 59 E 83. LM BRGM NOUMEA

xène. L'augite est le seul minéral restant de la dolérite initiale (1).

La lawsonite en tablettes rectangulaires ou losangiques est en place des anciens plagioclases qu'elle tend à pseudomorphoser. De longues fibres de glaucophane traversent ce fond, elles bordent les cristaux de l'augite ou s'insinuent dans leurs fissures.

Ce minéral est presque entièrement chloritisé et démantelé par le glaucophane.

- Autres faciès.

Nous venons de voir rapidement les faciès les plus remarquables de la formation de Pilou métamorphique. En ce qui concerne les autres faciès de cette formation: schistes gréseux, schistes feldspathiques, grès, conglomérats, rhyolites alcalines, calschistes, il y a peu de modifications. L'essentiel de la transformation de ces roches est le développement plus important de séricite, la recristallisation encore peu importante du quartz, la recristallisation de la calcite pour les calcaires. Les feldspaths, généralement alcalins, des schistes feldspathiques ou rhyolites restent inchangés ou recristallisent seulement.

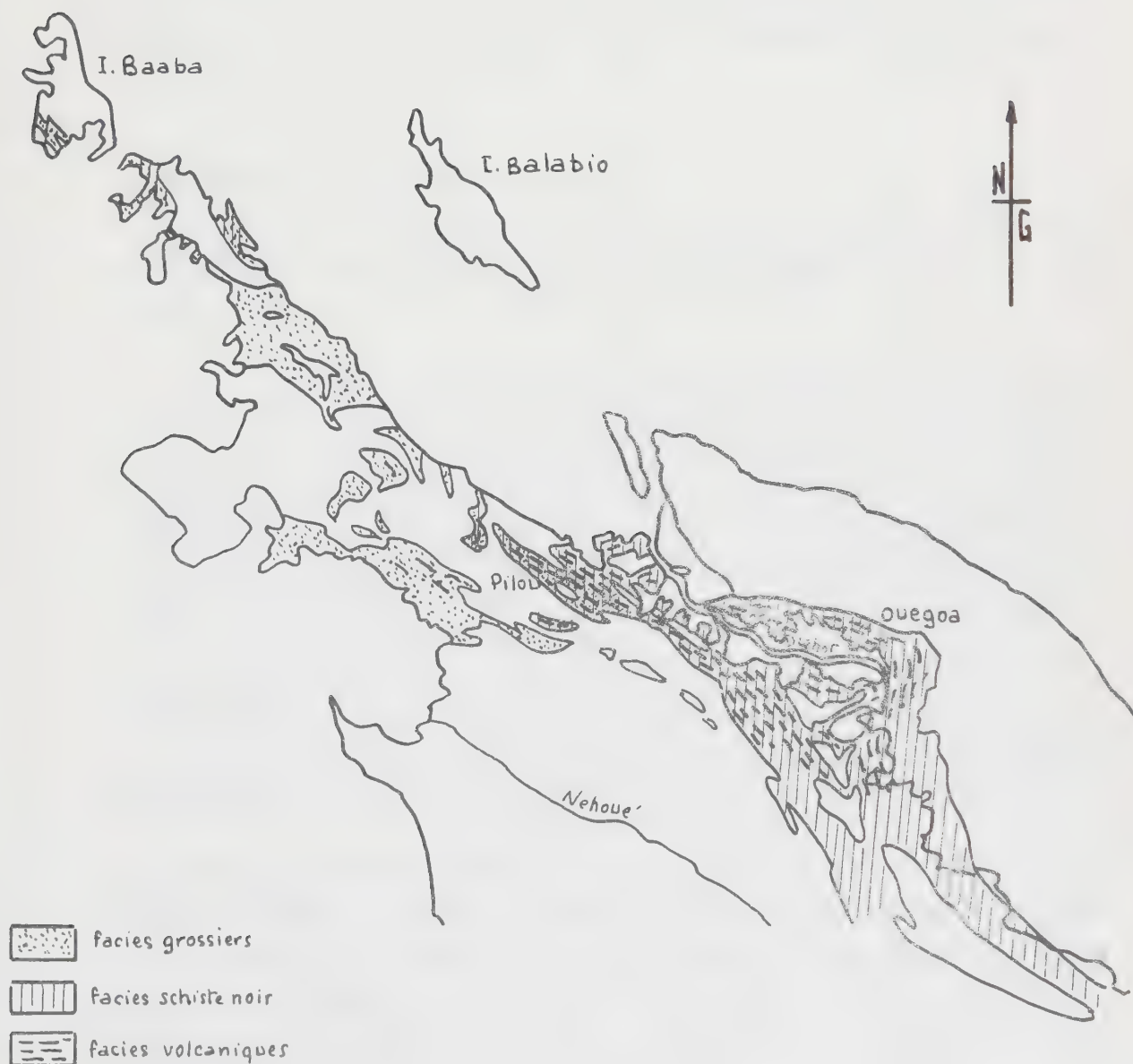
Il en résulte un fait très important: c'est que les faciès les plus métamorphiques de la formation de Pilou restent au fond encore peu modifiés et gardent l'essentiel de leurs particularités lithologiques d'origine. Ainsi s'explique bien le fait que nous ayons pu traiter la formation comme un tout sans tenir compte de variations de métamorphisme qui y apparaissent.

2. REPARTITION DES FACIES - VARIATIONS LATÉRALES. (Pl. XIV).

Dans cette formation lithologiquement très variée il n'apparaît pas de répartition verticale particulière des faciès. Aussi, sauf à des éche-

(1) Même dans les terrains très peu métamorphiques ces dolérites sont déjà transformées. Nous avons vu qu'elles étaient chloritisées, saussuritisées ou pumpellyitisées.

REPARTITION DES FACIES GROSSIERS
ET DES FACIES VOLCANIQUES
DANS LA FORMATION DE PILOU



Echelle 1/400 000^e

lons très locaux, il n'a pas été possible de la subdiviser verticalement.

Par contre les associations de faciès évoluent régionalement, c'est-à-dire latéralement. L'évolution des faciès de type volcanique et des faciès de type sédiment détritique grossier est particulièrement remarquable. Leurs aires de répartition sont spatialement assez différentes mis à part une zone commune ce qui nous conduit à examiner séparément le cas de chaque type.

a. Répartition des faciès volcaniques.

Leur aire d'affleurement correspond à la zone centrale de la région DIAHOT-NEHOUE, soit encore au secteurs Baie de NEHOUE PILOU, mission de BONDE.

A propos de la région Nord de la baie de NEHOUE, il importe de préciser un point. Est levée sous le nom de formation de Pilou, une zone de terrains que P. ROUTHIER (1953) avait déjà distinguée et dénommée " formation des grès et schistes feldspathiques de la baie de Néhoué". Cependant cet auteur n'avait pu rattacher cette formation de façon certaine à un ensemble daté et s'était contenté de pencher pour un rapprochement avec sa " formation des conglomérats et arkoses de la Congo (Jurassique probable et à coup sur antésénoniennne) (p.39)". La formation de la baie de Néhoué est en fait parfaitement équivalente à la formation de Pilou ce qui explique pourquoi je ne les ai pas nominalement séparées.

- lithologiquement elles sont représentées par les mêmes faciès: schistes gréseux noirs, grès, schistes et grès feldspathiques (à albite) conglomérats, rhyolites alcalines albitiques, roches vertes;

- il est de plus possible de suivre sans discontinuité le passage de la formation de Néhoué à un lambeau de la formation de Pilou situé au sud d'AO et contenant des Inocerames sénoniens.

Dans ce secteur la partie la plus riche en roches volcaniques est la région de PILOU. Au sud-est de BONDE, ces roches disparaissent brusquement. Au nord-ouest de la région de la baie de NEHOUE elles disparaissent aussi mais de façon assez progressive dans les lambeaux de la formation située à l'ouest d'ARAMA. On ne retrouve plus vers l'extrême pointe nord, à NOLAP, qu'un petit banc étroit de diabases glaucophaniques à Lawsonite.

Dans le secteur central, entre PILOU et la baie de NEHOUE on note aussi une évolution: moins grande abondance de roches vertes dans la région de la baie de Néhoué, faciès un peu différent de certaines roches vertes dans cette dernière région. Ces roches vertes présentent en effet une sorte d'aspect porphyrique dû à la présence de gros (1 cm) et trapus phénocristaux de plagioclase. En fait leur structure reste bien de type doléritique à la seule différence près qu'il n'y a pas d'augite entre les intervalles feldspathiques, mais de la chlorite. La dispersion complète du pyroxène est d'ailleurs un fait qui peut aussi s'observer dans des roches vertes de la région de PILOU.

Le fait principal à retenir reste: présence dans la formation de Pilou d'une région centrale à nombreux faciès volcanique passant au nord-ouest et au sud-est à des secteurs pauvres en roches volcaniques. L'évolution se fait donc parallèlement à un axe nord-ouest sud-est.

b. Répartition des faciès détritiques grossiers.

Sont ainsi appelés les faciès gréseux et conglomératiques.

Ils affleurent dans tout le secteur de la formation de Pilou situé à l'ouest et au nord-ouest de Pilou. Dans ce secteur ils se situent plus particulièrement dans la partie sud-ouest ou ouest (AO, baie de NEHOUE, BOAT-PASS, île BAABA), si bien qu'il apparaît que l'évolution depuis les faciès grossiers vers les faciès plus fins se fait de l'ouest vers l'est, c'est-à-dire parallèlement à un axe est-ouest et non nord-ouest sud-est comme c'est le cas pour les roches volcaniques.

Les faciès grossiers et les faciès volcaniques ont des domaines assez différents, mais ils ont une zone commune dans la région PILOU-NEHOUE.

A l'est de la région de Pilou, les faciès deviennent plus fins et, dans la région de la vallée du moyen DIANOT s'installe un faciès de schistes noirs très légèrement gréseux. Il est proche par son aspect, bien qu'un peu plus fin, du faciès de l'étage supérieur de la formation de Hienghene qui se situe plus loin.

3. FAUNE ET AGE.

On doit à la mission dirigée par G. ROSSELLO (1956-1957) la découverte des premiers fossiles dans la région du bassin du DIAHOT. Ces fossiles ont tous été trouvés dans la formation de Pilou.

Cette faune est à Inocérames, cependant nous avons découvert dans un conglomérat de l'île BAABA(1) des formes très abimées et indéterminables qui pourraient peut-être se rapporter au genre Trigonina.

La plupart des gîtes d'Inocerames se situent entre l'ancienne mine de plomb MERETRICE et le col du CREVE-COEUR. Les autres moins nombreux ont été découverts dans les régions de l'ancienne mine PILOU, de l'ancienne mine AO (4km au sud de PILOU), du sommet ANDANADEVA (5km est d'AO) et de la haute rivière TCHIMBO (sud-est ANDANADEVA).

Les déterminations sont dues à J. SORNAY.

- Inoceramus sp.gr.pacificus, Woods: la plupart des formes trouvées se rapporteraient à cette espèce. "La forme rappelle beaucoup cette espèce par son ornementation. Mais elle est très écrasée et déformée et aucun échantillon n'est complet. Rappelle aussi I.sp.B. d'AVIAS."

- I.sp.: "forme à grosses côtes irrégulières". Un fossile de cette espèce.

- I.sp.gr.néocalédonicus Jeannet: "détermination très douteuse".

- I.sp.gr.bicorrugatus Marwick: "un échantillon rappelle le mode de costulation de cette espèce".

Ces formes se rapportent au Crétacé supérieur et surtout au Sénonien élevé (I.pacificus) J. SORNAY remarque qu'il peut exister des niveaux moins récents: Sénonien inférieur ou Turonien, mais la faune est trop abi-

(1) Le genre Trigonina est représenté en Nouvelle-Calédonie dans le bassin de NOUMEA par pterotrigonia pseudocauta, Pacitrigonia hanetiana, Mésotrigonia tarameansis (extrait, A. NOESMOEN, 1958)

mée et trop incomplète pour des déterminations plus précises.

Ces Inocerames ont été trouvés aussi bien au milieu de la formation qu'au sommet où même non loin de la base. Nous pouvons donc considérer l'ensemble de la formation de Pilou comme étant en gros du Sénonien. Nous allons voir d'ailleurs que les limites de supérieures et inférieures de la formation n'occupent pas toujours une position stratigraphique constante.

4. PUISSANCE DE LA FORMATION DE PILOU ET RELATIONS AVEC LA SERIE SILICO-CALCAIRE DU BASSIN DE LA NEHOUE.

Cette puissance estimée en trois points de la région où la structure est suffisamment claire pour que soit éliminée la possibilité d'un redoublement par le jeu des plis, apparaît assez variable :

- 1000m. au sud-ouest de BONDE et dans la région du col du CREVE-COEUR
- 500m dans la région de PILOU
- 400m dans l'île BAABA.

On voit donc qu'il y a amincissement vers le nord-ouest.

Cet amincissement n'est pas dû à une vitesse de croissance du dépôt moins grande vers le nord-est, à l'époque de la sédimentation. Ceci serait d'ailleurs contredit par le type plus grossier des faciès dans les régions nord-est. Il s'agit d'une variation de faciès se faisant à la fois semble-t-il dans le sommet et dans la base de la formation.

A la base, les faciès de la formation du Tondo tendraient à se substituer vers le nord-ouest à ceux de la formation de Pilou. Ceci est évoqué par la position des gîtes fossilifères de la formation de Pilou qui, à PILOU (Inocerames sénoniens) et à BAABA (Trigonia) sont situés plus près de la limite avec la formation du Tondo qu'à MERETRICE ou au CREVE-COEUR.

Au sommet, cette variation latérale est beaucoup plus nette. L'argument paléontologique est: dans la région du CREVE-COEUR, les Inocerames du

Sénonien se situent à près de 500m du sommet de la formation; au nord-ouest dans les lambeaux d'ANDANADEVA les mêmes fossiles se trouvent au sommet de la formation à la limite avec la série supérieure. Cette observation paléontologique est confirmée par l'étude des relations entre la formation de Pilou et la série silico-calcaire du bassin de la Néhoué.

Bien que le passage soit très rapide, les schistes fins siliceux de la série silico-calcaire du bassin de la Néhoué sont en continuité avec les schistes gréseux de la formation de Pilou. On observe d'ailleurs, un peu au-dessus du contact, de fréquentes récurrences de faciès gréseux qui prouvent la continuité de la sédimentation. Il est donc très possible que la limite entre les deux ensembles ne soit pas constamment au même niveau stratigraphique.

Ceci est prouvé par l'observation de variations latérales dans l'anticlinal d'AO.

Cet anticlinal fait apparaître la formation de Pilou au milieu de la série silico-calcaire du bassin de la Néhoué. La partie Est de l'anticlinal est caractérisée par des schistes gréseux et diabases typiques de la formation de Pilou. Vers l'ouest ces mêmes bancs diabasiques se poursuivent au sein de schistes fins siliceux, typiques de la série supérieure. On note cependant, à proximité des diabases, des récurrences étroites de faciès gréseux. Les diabases se terminent en bouclant une terminaison périclinale qui prouve bien la continuité de l'anticlinal, malgré le changement de faciès.

On observe donc dans l'anticlinal une " descente " stratigraphique de la limite entre les deux ensembles, descente qui se fait d'ailleurs vers l'ouest.

- Cas particulier de la puissance de la Formation dans la région de la Baie de NÉHOUE.

La formation de Pilou affleure largement dans les parties nord de la baie de NÉHOUE bordée par la série silico-calcaire du bassin de la Néhoué. Or malgré la largeur de la zone anticlinale qu'elle représente on n'y trouve pas de traces des faciès de la formation du Tondo.

Il semble peu vraisemblable que l'anticlinal ne soit pas assez attaqué par l'érosion pour faire apparaître la formation, étant donné sa largeur. On est donc conduit à admettre que la formation de Pilou est ici plus épaisse, où même que la formation du Tondo n'existe plus sous celle-ci.

5. RELATIONS AVEC LA SERIE DES MICASCHISTES DU MONT PANIE.

La formation de Pilou est en contact avec cette série métamorphique le long de la rive droite du DIAHOT.

Dans la région du haut DIAHOT, le passage s'effectue progressivement par augmentation du degré de métamorphisme, les schistes noirs assez fins qui caractérisent la formation dans cette région se chargent progressivement en séricite puis muscovite.

Dans la région d'OUEGOA par contre, le passage est brutal. Il apparaît que les deux ensembles : sont séparés par un contact anormal.

C. EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE DE LA SERIE DU DIAHOT.

La partie basale visible de la série correspond à une sédimentation argilo siliceuse calme monotone et fine. Les sédiments se stratifient régulièrement en lits très ténus. Cependant peuvent exister quelques dépôts gréseux qui correspondent à un apport uniquement quartzeux. Cette sédimentation dont on ne sait quand elle a débuté se poursuit durant peut-être le Crétacé inférieur, certainement au Crétacé moyen.

Vraisemblablement dès cette même époque dans la région correspondant à l'actuelle baie de NEIOUE, se déposent des sédiments plus grossiers identiques à ceux qui vont caractériser l'époque suivante.

Au Turonien ou au Sénonien inférieur la sédimentation détritique plus grossière s'installe partout. L'aspect le plus grossier correspond aux ré-

gions les plus à l'ouest. Cette nouvelle sédimentation reflète des conditions de dépôt plus mouvementées; micro-stratification rares, sédiments variés, conglomérats intraformationnels. Elle s'accompagne sauf pour les régions extrêmes du nord-ouest ou du sud-est d'importantes manifestations volcaniques basiques ou acides, sous forme de tufs, coulées ou sills.

Au Danien ou à l'Eocène inférieur ce type de sédimentation fait rapidement place à la sédimentation siliceuse fine qui caractérise l'Eocène inférieur (série silico-calcaire du bassin de la Néhoué). Cependant il semble que ce changement ne se fasse pas exactement à la même époque partout et que dans les régions les plus au nord-ouest, ces faciès fins apparaissent plus tôt, au Sénonien supérieur ou au Danien.

II. SERIE SCHISTO-ARGILEUSE DU DIAHOT DANS LA REGION DE HIENGHENE.

. Dans cette dernière région on peut rappelons-le, distinguer deux formations superposées dans cette série, formations que j'ai dénommées: formation des schistes verts de la Tipindje, à la base et formation des schistes et roches volcaniques de Hienghene au sommet. (Pl. XV)

A. LA FORMATION DES SCHISTES VERTS DE LA TIPINDJE.

Je définirai sous le nom de schistes verts de la Tipindje un ensemble de schistes chloriteux, schistes noirs et quartzites chloriteuses plus ou moins feldspathiques, affleurant le long de la rivière TIPINDJE en amont d'OUEN-KOUT jusqu'au confluent avec le ruisseau NEMOUEOU.

LA SERIE SCHISTO-ARGILEUSE DU DIAHOT
DANS LA REGION DE HIENGHENE

SITUATIONS DE LA FORMATION DE HIENGHENE
ET DE LA FORMATION DE LA TIPINDJE



 formation de Hienghene

 formation de la Tipindje

ECHELLE : 1/400 000^e

On observe des faciès attribuables à cette formation dans la partie la plus intérieure de la région de HIENGHENE entre TIEDANITE et le haut bassin de la rivière THIEM. Elle correspond telle que nous l'avons cartographié à une zone levée en " formation des grauwaques " sur la carte de l'O.R.S.O.M. (A. ARNOULD).

1. DESCRIPTION DES FACIES.

Elle est caractérisée par des roches massives, très fines et très siliceuses, de couleur vert d'eau, associées à des schistes verts et noirs. Dans le lit de la rivière TIPINDJE les faciès verts, roches siliceuses vertes et schistes verts, forment des bancs de puissance variant de quelques cm à un mètre, en alternance avec de minces lits de schistes noirs. Ces faciès correspondent sans nul doute aux " schistes durs, quartzeux phylladiens ou compacts, de couleur vert foncé " que M. PIROUTET (1917, p.57) a observés au sud-ouest de TENDOU (ou TINDO) et qu'il place dans ses "schistes anciens".

L'observation microscopique d'un échantillon type des faciès de cette formation, recueilli dans le lit de la rivière TIPINDJE, au sud d'OUEN-KOUT (1) est la suivante:

Les parties claires de couleur vert d'eau sont formées par des lits quartzeux alternant avec de minces lits phylliteux noirs. Ces derniers sont constitués par de la chlorite et de la séricite, associées à une matière noire charbonneuse et à des granules très petits qui paraissent être de la zoizite. Les lits quartzeux sont essentiellement formés par une mosaïque de cristaux de quartz engrenés. Ils contiennent aussi un peu de calcite. On note enfin un lit de feldspaths alcalins (albite), détritiques. Les parties noires correspondent à une plus grande abondance des lits phyllito-charbonneux.

Correspondant à un faciès beaucoup plus exceptionnel, l'échantillon recueilli par A. WANTIEZ, non loin d'OUEN-KOUT (2) montre une composition de grauwaques: quartz et feldspaths détritiques avec un peu de pyroxène, le tout mêlé de schistes noirs.

(1) Echantillon JE 60 H 128 LM. CITE D'ATE 139

(2) Echantillon AW 61 H.150 LM. BRUM ENOUMBA

Dans l'ensemble cette formation apparaît issue d'une sédimentation essentiellement quartzo-chloriteuse et partiellement feldspathique. On y note donc une certaine tendance vers le type grauwacke. En fait elle diffère encore profondément par la finesse des sédiments, l'abondance du quartz, la relative pauvreté en feldspaths et l'absence (à part peut-être quelques exceptions comme celle que nous venons de voir) de minéraux sombres issus de roches volcaniques basiques (pyroxènes).

Le litage fréquent de ces faciès permet de remarquer une concordance entre la schistosité et la stratification.

2. RELATIONS AVEC LA SERIE DES GRAUWACKES.

Les levés ne sont pas assez étendus dans le sud de la région de HIENGHENE pour atteindre la série des grauwackes si elle y existe. Une présomption concernant sa présence au sud de la formation de la Tipindje est néanmoins donnée dans le levé de la région de TOUHO par A. WANTIEZ. Celui-ci y esquisse en effet le passage de la série des grauwackes au sud de la formation.

3. POSITION STRATIGRAPHIQUE DE LA FORMATION.

Cette formation n'a pu être datée paléontologiquement aucune découverte de fossile n'étant à signaler. La détermination de sa position stratigraphique doit reposer sur d'autres observations. Elle apparaît lithologiquement comme un type de transition entre les faciès grauwackes et les faciès argileux qui caractérisent l'époque crétacée. Cette antériorité de faciès sur les types argileux est confirmée par sa disposition sous la formation de Hienghene qui, nous le verrons se range dans le Crétacé. En fait elle apparaît structuralement au-dessus de la formation de Hienghene, mais ceci est dû à un renversement général des séries dans cette partie sud de la région de HIENGHENE. Ce renversement est en particulier confirmé

à TOUHO où la série des grauweekes est aussi disposée structuralement au-dessus de la formation de Hienghene.

L'âge de la formation de la Tipindje ne peut donc être déduit que par rapport à l'âge de la formation de Hienghene.

B. LA FORMATION DES SCHISTES ET ROCHES VOLCANIQUES DE HIENGHENE.

1. GENERALITES.

J'appellerai " formation des schistes et roches volcaniques de Hienghène" l'ensemble des terrains, schistes noirs, schistes verts et diabases, affleurant le long de la rivière HIENGHENE depuis TINDO jusqu'à son embouchure.

Les terrains que j'ai rattachés à cette formation forment une bande allongée est-ouest qui couvre la plus grande partie de la région de HIENGHENE entre la rivière OUAÏEME et le cap TOUHO. La partie sud de cette bande est limitée par la formation des schistes verts de la Tipindje au centre et par la formation des grauweekes à l'est. Sa limite nord est constituée d'ouest en est par les séricitoschistes de la OUAÏEME et du massif du TON-NON, la formation des schistes et phanites de Maïna entre HIENGHENE et TOUHO et le rivage même au cap TOUHO.

Le niveau supérieur de cette formation que nous verrons être constitué de schistes noirs est appelé " schistes de Hienghene " par M. PIROUTET (1917, p.113). Cet auteur les avait rangés, sur simple considération de faciès moins métamorphiques, dans le Permo-Trias, figuré en une bande synclinale, pincée entre les " schistes anciens" de l'intérieur et une "mince bande précambrienne littorale que nous verrons être de l'Eocène. J. AVIAS (1953, p.181) reconnaît par la suite la position intermédiaire de ces "schistes de HIENGHENE" entre les grauweekes permo jurassiques formant

l'intérieur (schistes anciens de PIROUTET) et l'Eocène de la côte. Il hésite entre l'hypothèse d'en faire un ensemble comprenant le Jurassique et le Crétacé, et celle de lui attribuer un âge uniquement crétacé. Ce dernier cas amènerait alors soit à conclure à l'absence du Jurassique, soit à sa présence dans les grauwackes A. ARNOULD(1958) assimile de même les schistes de Hienghene à la "formation à charbon" crétacée et jurassique. Aucune information paléontologique ne vient confirmer ces âges si ce n'est la présence, plus à l'ouest de cette région, d'Inocerames crétacés ou jurassiques, à OUEYGUETTE (A. ARNOULD 1958), dans des schistes de faciès comparables à ceux de HIENGHENE.

2. DESCRIPTION DES FACIES.

La formation de Hienghene peut se diviser en deux niveaux aux caractères lithologiques différents mais dont la limite n'est pas tranchée. Cette absence de limite est due à un passage transitionnel entre les deux niveaux.

a. Les faciès du niveau inférieur.

Il fait suite vers le nord à la formation de la Tipindje à laquelle il passe d'ailleurs en continuité. La série étant renversée il s'enfonce sous cette formation alors qu'il lui est stratigraphiquement supérieur. Géographiquement le niveau inférieur correspond à la partie sud de la formation de Hienghene. Ce niveau disparaît vers le cap TOUHO, comme la formation de la Tipindje d'ailleurs, la partie supérieure de la formation de Hienghene étant ici directement en contact avec la formation des grauwackes.

Le niveau inférieur de la formation de Hienghene se caractérise par l'existence de faciès volcaniques en association avec des faciès sédimentaires variés.

La partie sédimentaire est constituée par des schistes noirs fins ou gréseux, des schistes verts chloriteux, plus ou moins feldspathiques et

calcareux. Il s'y ajoute parfois (TIEDANITE) des grès et des conglomérats laminés à petits galets ainsi que, vers la base, des faciès quartzeux identiques à ceux de la formation de la Tipindje. Les faciès schistes noirs, les grès et les conglomérats sont plus abondants au sommet. Inversement la base de ce niveau est marquée par la plus grande abondance des faciès verts. Ceci montre qu'il est une zone de transition entre le niveau supérieur de la formation de Hienghene formé exclusivement de schistes noirs et de la formation de la Tipindje dans laquelle dominent les faciès chloriteux.

Ce sont les roches volcaniques qui lui confèrent son individualité. Il s'agit de roches basiques, essentiellement des diabases. Elles constituent des bancs allongés, de forme plus ou moins lenticulaire, concordants avec les formations sédimentaires encaissantes. Les dimensions de ces bancs vont de quelques centaines de mètres à 1 ou 3 Km pour la longueur et de quelques dizaines de mètres à 300 ou 400 mètres pour la largeur. La roche est vert-sombre massive, de grain assez fin. On peut prendre comme type la diabase affleurant dans la vallée de la Tipindje à proximité de l'indice de cuivre "Tipindje" (permis Franceschini-Bataille). L'observation microscopique de cette roche est la suivante (1).

La structure est doléritique.

Les plagioclases sont très altérés, en saussurite semble-t-il (petits vermicules de quelques microns à relief assez forts et qui sont vraisemblablement de la zoizite). Les parties feldspathiques restant limpides sont albitiques. Entre les formes microlitiques entrecroisées, la chlorite domine mêlée de petits cristaux de pyroxène résiduel.

J'ai par ailleurs observé dans des roches provenant de la rivière KOUAM (région de GAVATCHE et du haut bassin de la rivière THIEM (2) un minéral dont les caractères optiques se rapportent à la pumpellyite. Celle-ci forme des ilots à structure plus ou moins sphérolitiques dans le fond chloriteux et saussuritique de la roche. La roche de la rivière KOUAM semble être un tuf.

Comme pour la formation de Pilou le problème que posent généralement

(1) Echantillon AW 61 H.110 LM BRGM NOUMEA

(2) Echantillon AW 61 H 21 LM(KOUAM) et 37(THIEM) BRGM NOUMEA

ces formations volcaniques basiques, fréquemment diabasiques, est de savoir s'il s'agit de sills doléritiques mis en place postérieurement au dépôt des sédiments encaissants ou, au contraire, d'épanchements contemporains de celui-ci. Deux observations font admettre la seconde possibilité: 1°-la localisation stratigraphique étroite de ces bancs de roches, en nombre considérable (1), dans un seul niveau. Nous ne les retrouvons en effet, ni dans la partie supérieure de la formation de Hienghene, ni dans la formation de la Tipindje. 2°- la présence de roches détritiques de type grauwakeux, à proximité de ces roches volcaniques, schistes et grès feldspathiques plus ou moins chloriteux. On peut citer en exemple la roche de la rivière KOUAM(2) formée de quartz détritique et de calcite associée à des éléments chloritisés et saussuritisés, épigénisés en produits ferrugineux, de roche volcanique basique.

b. Faciès du niveau supérieur.

Il se différencie de celui que nous venons de voir par la disparition de tout faciès volcanique et par l'installation complète du faciès schiste noir. Il correspond aux " schistes de Hienghene " de M. PIROUTET.

C'est un ensemble très uniforme de schistes légèrement gréseux de couleur gris-noir ou noir. Ils se débitent assez grossièrement en plaquettes ou en prismes cannelés. La tranche, d'aspect gréseux, est rapeuse au toucher. Les surfaces de débitage sont riches en matière organique carbonneuse et très légèrement sériciteuses. Ils contiennent généralement un peu

(1) Lors de mon passage dans cette région, j'avais relevé un certain nombre de ceux-ci et remarqué l'individualité qu'ils conféraient à la partie inférieure de la formation de Hienghene. Par la suite, A. WANTIEZ et W. FARABOLINI faisant une reconnaissance détaillée de ce niveau inférieur, ont levé un nombre considérable de ces bancs, marquant plus nettement l'individualité du niveau. Les zones de grande densité de ces roches coïncidant encore avec celles de grande densité d'itinéraires il est très vraisemblable que bien d'autres bancs existent dans les régions les moins bien reconnues.

(2) Echantillon AW.H. 61.23 - LM. BRGM NOUMEA.

de pyrite. L'altération donne des roches de couleur grise.

Ces schistes représentent une sédimentation argilo-gréseuse, dans laquelle entre une proportion assez importante de matière organique charbonneuse. Ce dernier point est très caractéristique des formations crétacées et éocènes dans le territoire. Les pigments charbonneux sont en effet beaucoup plus rares dans les formations antécétacées et surtout anté-jurassique dans lesquelles par contre la chlorite abonde donnant des faciès verts.

c. Relations entre le niveau supérieur et le niveau inférieur.

Il n'est pas possible de tracer une limite précise entre ces deux niveaux. En effet le changement dans les faciès sédimentaires se fait de façon transitionnelle. La zone correspondant au niveau inférieur peut être néanmoins grossièrement délimitée par l'apparition des roches volcaniques.

Dans l'ensemble, les faciès schistes noirs occupent encore un volume important dans le niveau inférieur ce qui justifie, avec le fait qu'il n'y a pas de limite tranchée avec le niveau supérieur, l'association en une même et seule formation.

d. Puissance de la Formation.

Cette puissance, compte tenu de la tectonique de la région (qui sera vue dans la 3ème partie , chapitre tectonique) peut être estimée à 2500-3000 mètres. La puissance du niveau inférieur est à peu près égale à 1200m .

3. RELATIONS DE LA FORMATION DE HIENGHENE AVEC LES FORMATIONS ENVIRONNANTES.

Le passage à la formation de la Tipindje se fait en continuité, de façon transitionnelle, par l'intermédiaire du niveau inférieur de la formation de Hienghene. La limite entre les deux formations est tracée grossièrement en se basant sur la disparition des roches volcaniques et des niveaux

importants de schistes noirs.

Les relations avec la formation des grauweekes sont mal connues. D'après A. WANTIEZ, seul le niveau supérieur de la formation de Hienghene reposerait, dans la région de TOUHO, sur les grauweekes. La disparition de la partie basale de la formation de Hienghene ainsi que celle de toute la formation de la Tipindje peut être interprétée comme la conséquence d'une transgression de la partie supérieure de la formation de Hienghene sur les grauweekes. Cependant jusqu'ici des faciès transgressifs n'ont pas été mis en évidence. Il semble bien pourtant qu'il y ait une discordance angulaire entre les deux formations mais il est aussi possible de l'interpréter comme étant due à un chevauchement ou une faille.

Le contact anormal par chevauchement existe nous l'avons déjà vu (coupe 5 .) entre la formation de Hienghene et la formation de Maïna. Nous aurons l'occasion de la voir plus en détail (2^{ème} partie, chapitre 3-B... 3-C). Ce chevauchement de la formation de Hienghene sur les formations plus récentes d'Anène... aussi en contact, dans la région de THIEM avec la Série volcanique de Thiem.

4. AGE DE LA FORMATION DE HIENGHENE.

Aucun élément paléontologique susceptible de préciser cet âge n'a été découvert dans notre secteur. Cependant à l'ouest de celui-ci à OUEYEGUETTE, A. ARNOULD (1958, p.70) signale des Inocérames d'âge jurassique supérieur-crétacé dans des schistes qui sont sans nul doute le prolongement ouest de la formation de Hienghene.

Par ailleurs, la position entre la formation des grauweekes (vraisemblablement ici jurassique) et la formation de Maïna que nous verrons être éocène, permet d'assigner un âge, en gros, crétacé à la formation de Hienghene.

Nous allons voir que des comparaisons entre la série schisto-argileuse du Diahot dans la région DIAHOT-NEMOUE et la région de HIENGHENE nous amènent à admettre que cette formation est vraisemblablement du Crétacé supérieur.

C. EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE DE LA SERIE.

La sédimentation de la base, représentée par la formation de la Tipindje, s'est faite à partir d'un matériel quartzeux et chloriteux auquel se mêlent des fractions feldspathiques ou provenant de leur altération (zoïzite) et une faible partie de matière organique charbonneuse. Ce matériel présente une parenté minéralogique avec celui des grauweekes. Il s'en éloigne cependant par la finesse du grain, l'abondance du quartz et le faible volume de la fraction feldspathique, l'absence (1) de minéraux sombres issus de roches volcaniques (pyroxènes).

Cette sédimentation de base évolue par des faciès de transition vers un type moins quartzeux, riche en minéraux argileux et matière organique. Ce passage s'effectue dans un niveau relativement bien délimité. Il est marqué par la coïncidence d'importantes manifestations volcaniques basiques (niveau de base de la formation de Hienghene).

La partie supérieure marque le terme de cette évolution (sommet de la formation de Hienghene). La sédimentation se fait à partir d'un matériel essentiellement argileux riche en matière organique. Le quartz représente à nouveau une fraction importante et plus grossière que dans la partie inférieure de la série. Cette sédimentation argilo-gréseuse est remarquable par sa monotonie.

Il peut paraître plus logique d'inclure, au vu de la composition minéralogique des sédiments, la formation de la Tipindje dans la formation des grauweekes, plutôt que dans la série schisto-argileuse du Diahot. Deux

(1) La roche d'OUEN-KOUT qui contient de l'augite est un type exceptionnel.

raisons cependant me l'ont fait ranger dans cette dernière: -en premier lieu, la continuité de sédimentation entre la formation de Hienghene et celle de la Tipindje.- en second lieu l'âge de cette dernière formation, qui se rattache vraisemblablement comme nous allons le voir, au crétacé moyen et inférieur pour une partie au moins de celle-ci. La formation des grauwackes étant dans l'ensemble Permo-Jurassique et la série schisto-argileuse du Diahot étant essentiellement crétacée, il m'a paru préférable de placer la formation de la Tipindje dans cette dernière, malgré quelques divergences lithologiques.

III. COMPARAISON DES FACIES DE LA SERIE SCHISTO-ARGILEUSE DU DIAHOT ENTRE LA REGION DE HIENGHENE ET LA REGION DIAHOT-NEIOUE.

Il ne m'a pas été possible de parcourir le secteur dans lequel on pourrait voir le raccordement entre la série schisto argileuse du Diahot dans la région DIAHOT-NEIOUE et celle de la région de HIENGHENE. L'étude de A. ARNOULD (1958) qui a parcouru ce secteur nous précise simplement qu'il y existe des séricitoschistes rattachables à la " Formation à charbon" et aussi (OUEYEGUETTE) des Inoceranes jurassiques supérieurs ou crétacés. Nous ne savons donc pas comment se fait le passage entre les faciès de la région DIAHOT-NEIOUE et ceux de la région de HIENGHENE.

Les différences les plus notables entre les deux régions concernent la base de la série. La formation de la Tipindje (HIENGHENE) montre des affinités de faciès avec le type grauwackes, la formation du Tondo (DIAHOT) est issue d'une sédimentation typiquement argileuse.

Il y a par contre de nettes ressemblances dans les parties supérieures de la série. La formation de Hienghene est, comme la formation de Pilou issue d'une sédimentation argilo-gréseuse avec matière organique charbonneuse abondante et niveaux de roches volcaniques basiques. Sur ce point cependant les formations diffèrent. Dans la formation de Hienghene il y a disposition de ces roches dans le niveau inférieur, dans la formation

de Pilou elles sont à tous les niveaux. Ajoutons que les roches volcaniques acides ne sont pas connues dans la formation de Hienghene .

Le problème du raccordement entre les deux régions est par ailleurs rendu délicat par les différences de puissance existant entre la formation de Pilou (1000m au plus) et celle de Hienghene (2500-3000m). En admettant, ce qui est vraisemblable, que la sédimentation s'est faite à la même vitesse pour ces deux formations on est amené à considérer que la formation de Hienghene englobe d'autres étages que celui correspondant à la formation de Pilou.

On peut envisager trois cas:

- la formation de Hienghene englobe l'équivalent de la formation du Tondo. Le volcanisme de la base de la formation de Hienghene est donc alors plus âgé que celui de la formation de Pilou.

- le sommet de la formation de Hienghene est stratigraphiquement plus élevé que celui de la formation de Pilou. Dans ce cas il monterait dans l'Eocène.

- une solution composite des deux hypothèses précédentes, c'est celle qui semble la plus plausible, si l'on tient compte des faits suivants. Dans la partie nord-ouest de la région DIAHOT-NEMIOUE, (BAABA PILOU), le sommet de la formation du Tondo se rapproche des gîtes fossilifères sénoniens, il y aurait donc remplacement d'une partie de la base de la formation de Pilou qui les contient, par les faciès de la formation du Tondo. Dans cette même région nous avons vu qu'une variation de faciès identique se produisait dans la partie supérieure de la formation de Pilou, au profit des faciès éocènes. On peut donc penser que l'accroissement vers le sud-est de la formation de Pilou qui se fait par conséquent par élévation stratigraphique de sa limite supérieure et abaissement de sa limite inférieure, se poursuit vers le sud-est hors de la région DIAHOT-NEMIOUE, pour aboutir à la plus épaisse formation de Hienghene (Pl. XVI).

LA SERIE SCHISTO-ARGILEUSE DU DIAHOT EVOLUTION DE LA SERIE ENTRE LES REGIONS DIAHOT-NEHOUE ET DE HIENGHENE

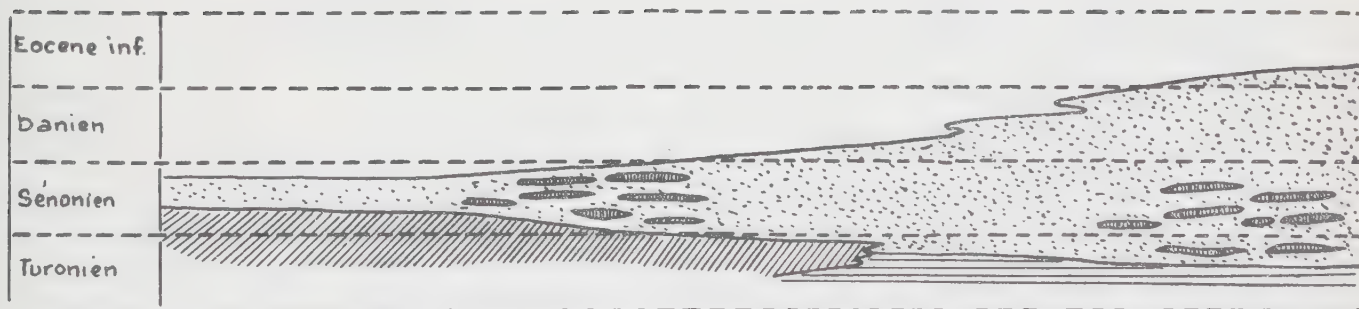
I.BAABA

PILOU

MERETRICE

HAUT-DIAHOT

HIENGHENE



 formation de Pilou et formation de Hienghene

 formation du Tondo

 formation de la Tipindje

En conséquence la formation de Hienghene serait équivalente à la formation de Pilou plus une partie du sommet de la formation du Tondo et une partie de la base de la série silico-calcaire de la Néhoué. Son âge pourrait donc être légèrement supérieur à la limite Eocène-Crétacé pour le sommet et inférieur au Sénonien pour la base (Turonien-Cénomanién).

La formation du Tondo, ou tout au moins la partie inférieure visible de cette formation serait alors équivalente à la formation de la Tipindje.

IV. MINÉRALISATIONS DANS LA SÉRIE SCHISTO-ARGILEUSE DU DIAHOT.

Cette série est, dans certains secteurs, assez richement minéralisée en sulfure, on y note aussi quelques filons de barytine mais assez rares et ne présentant jamais un intérêt économique.

1. MINÉRALISATIONS SULFUREES: PYRITE, CHALCOPYRITE, GALENE, BLENDE.

Ces minéralisations se situent principalement dans la formation de Pilou. On en connaît d'autre dans la base de la formation de Hienghene, mais elles ne sont ni aussi importantes ni aussi nombreuses.

Le domaine minéralisé de la formation de Pilou est d'ailleurs géographiquement restreint. Il se limite à la région de la basse vallée du DIAHOT, appelée encore région du DIAHOT par les équipes de prospection. Cette région constitue une véritable petite province minéralisée. Les indices minéralisés y sont très nombreux.

Les minéralisations constituent en général des filons-couches assez peu puissants et discontinus, mais à riches teneurs. Les plus beaux de ces gîtes avaient donné lieu à exploitation à la fin du siècle dernier et dans le premier tiers de celui-ci (PILOU, MERETRICE). Les tonnages extraits

restant dans l'ordre de quelques milliers de tonnes de métaux.

Le fait le plus remarquable dans la localisation des minéralisations est leur présence proche des niveaux de roches volcaniques de la formation de Pilou. L'étude des gisements et de leurs relations avec les roches a permis de conclure qu'il existait une relation génétique.

On a pu remarquer que ces minéralisations avaient été transportées. On peut ainsi expliquer la présence d'autres minéralisations de ce type dans la région d'OUEGOA (BALADE-MURAT), c'est-à-dire dans les terrains de la série des micaschistes de la chaîne du mont Panié, mais proches de la région minéralisée du DIAHOT.

2. L'OR.

L'or est en liaison avec les minéralisations sulfurées. Le gîte le plus important était une pyrite aurifère à FERN-HILL, près d'OUEGOA.

Il est de tradition aussi que le DIAHOT " roule des paillettes " d'or. Il y en a en fait fort peu.

3. BARYTINE.

Je ne citerai que l'important filon de l'ilot TANLAI, près de l'île BAABA. Si il est puissant et assez long, il est surtout en grande partie constitué de quartz associé à la barytine.

-- 3 --

LA SÉRIE SCHISTEUSE SILICO-CALCAIRE
DU BASSIN DE LA NÉHOUE
(EOCÈNE INFÉRIEUR)

1. GENERALITES.

J'appellerai " série schisteuse silico-calcaire du bassin de la Néhoué", ou encore de façon courante " série de la Néhoué", l'ensemble des terrains, schistes, phanites, calcaires (mis à part les diabases et serpentines) qui affleurent dans le bassin de rive droite de la rivière NÉHOUE.

Les terrains que je rapporte à cette série occupent par ailleurs la partie sud du bassin de rive gauche du DIAMOT, la base de la péninsule d'ARAMA et, dans la région de HIENGHENE, la côte entre HIENGHENE et TOUHO(1)

La série de la Néhoué est généralement constituée par trois faciès principaux: un faciès schisteux, un faciès phanitique, un faciès calcaire. Le faciès schisteux est représenté par des schistes très fins, noirs siliceux; le faciès phanitique par des lits amygdalaires de roche siliceuse; le faciès calcaire par des calcaires massifs et des calcschistes. L'ensemble de ces terrains du point de vue du métamorphisme, ne dépasse pas la zone des schistes.

Cette série, d'âge Eocène inférieur surmonte en continuité la série

(1) Planche XVII



SITUATION DES FORMATIONS PALEOGENES

0 4 8 20 km

Echelle approximative 1/400.000^e

du Diahot (Crétacé). Elle peut être rattachée stratigraphiquement aux " caillasses siliceuses " nummulitiques de M. PIROUTET (1917) ou à l'Eocène I, phthanitique et calcaire de P. ROUTHIER (1953), mais elle en diffère lithologiquement par l'abondance du faciès schisteux.

La plupart des terrains que je range dans la série de la Néhoué ont été placés par M. PIROUTET (1917) dans les " schistes anciens". Cet auteur avait pourtant remarqué que les calcaires du BAMBOU (route OUEGOA-KOUMAC) devaient se rattacher au Nummulitique. Cependant il n'a pas poursuivi le rapprochement pour les calcaires de la région de rive gauche du DIAHOT (DJAVEL, ROCHE MAUPRAT) et pour ceux de HIENGHIENE.

Mis à part le secteur correspondant en gros à la basse vallée de la NEHOUE et au PLATEAU DES LUTTEURS (bassin de KOUMAC) où ils sont rangés dans son Eocène I, P. ROUTHIER place les terrains correspondant à notre série, dans l'ensemble métamorphique des " séricitoschistes et phyllades " ou dans un ensemble Eocène - Crétacé indifférenciés. Cet auteur montre l'âge eocène des calcaires (calcaires de la rive gauche du DIAHOT) affleurant dans ces ensembles dans lesquels il reconnaît la probabilité d'existence d'une grande partie d'Eocène (P. ROUTHIER 1953, p. 151).

P. ROUTHIER a identifié les faciès de schistes siliceux noirs qui forment la plus importante partie de notre série aux faciès pélitiques de la " formation à charbon " (Crétacé). Nous verrons que j'ai été amené à considérer que cet ensemble schistes fins avec ou sans phthanites et calcaires est essentiellement Eocène. La limite que je me suis attaché à tracer entre la série de la Néhoué et la série du Diahot est la limite schistes gréseux argileux , schistes fins siliceux noirs (1). Elle est toujours très nette et correspond en gros à la limite Crétacé - Eocène bien qu'en réalité elle peut descendre dans le Danien et même dans la partie élevée du Sónonien.

Dans la région de HIENGHIENE, A. ARNOULD a reconnu l'identité de ses

(1) A. NOESMOEN avait en 1957 commencé de lever cette limite.

" schistes de Maïna" avec l'Eocène I de P. ROUTHIER. Ces schistes de Maïna correspondent à peu près à ce que j'appellerai " formation des schistes et phtanites de Maïna ", formation que j'ai rangée dans la série de la Néhoué. Cependant A. ARNOULD considère les faciès schisteux de cette formation comme un faciès de transition avec les schistes de Hienghene crétacés. Je n'ai personnellement pas observé une telle transition mais au contraire un chevauchement qui met brutalement en contact les schistes gréseux du niveau supérieur de la formation de Hienghene (équivalent des " schistes de Hienghene") avec les schistes siliceux fins et phtanites de la formation de Maïna.

A. DESCRIPTION DES FACIES.

1. LE FACIES SCHISTEUX - LES SCHISTES FINS SILICEUX.

Ce faciès est représenté par l'empilement particulièrement monotone de schistes très fins, de couleur noire. L'altération les transforme toutefois en des roches blanches ou teintées de couleurs vives par l'oxydation de la pyrite pouvant exister dans ces roches. La décoloration du schiste originel est complète et ces roches de teintes claires forment des paysages caractéristiques de collines nues, blanches ou rousses, aux formes vives et aux flancs ravinés. (ex.: Base de la péninsule d' ARAMA).

Ces schistes se délitent généralement très facilement en fines lamelles douces au toucher, légèrement satinées. Il peut cependant arriver que ces roches soient plus massives, mais elles n'en conservent pas moins leur grande finesse de grain. Dans la zone d'altération les schistes apparaissent comme des roches particulièrement souples; les phénomènes de fauchage superficiel y sont magnifiques, les conditions optima étant généralement réunies, terrains verticaux, relief vif avec pentes importantes. Dans l'ensemble, ces roches souples, facilement délitables en fines esquilles, blanchies

par l'altération, en proie à une érosion très brutale du fait de la quasi absence de couverture végétale, donnent une impression de tendresse sur laquelle il ne faut pas se leurrer. Ces terrains forment en effet des régions encore relativement élevées, comparativement à celles occupées par la formation de Pilou par exemple, avec ses faciès fréquemment gréseux.

Ces schistes sont très généralement lardés de petits filonnets plus ou moins concordants, plus ou moins amygdalaires d'un quartz laiteux. Cette fréquence du quartz est caractéristique. Enfin ils peuvent contenir parfois des boulets siliceux à coeur de pyrite ou de marcassite.

Au microscope la plupart de ces schistes se révèlent constitués dans leur plus grande partie d'un agrégat de cristaux de quartz à la taille minuscule. A ce quartz est associée une plus ou moins grande quantité de séricite et de nombreux petits granules noirs de matière charbonneuse semble-t-il. Cette matière est à l'origine sans nul doute de la teinte très noire de la roche. Le blanchiment superficiel s'explique alors par l'oxydation du carbone. Le fond montre en général une nette foliation qui explique la fissilité du schiste. Le quartz n'est en général pas orienté, si bien qu'il apparaît que la schistosité est pour beaucoup le fait du microlitage.

Une telle roche se rangerait en tant que roche sédimentaire dans ce que les anglosaxons appellent un shale, qui serait ici un shale siliceux. Il faut néanmoins remarquer qu'il existe des roches où le microlitage est indistinct et qui seraient par conséquent des sortes de mudstone siliceux.

Le schiste décrit ci-dessous provient des environs de l'ancienne mine AO (1).

La roche est formée pour sa plus grande partie de cristaux de quartz extrêmement petits. Leur diamètre est rarement supérieur à 0,006mm. D'autres cristaux détritiques, plus gros (0,03mm) sont dispersés dans ce fond. Celui-ci montre une nette foliation dessinée par de petits lits de granules opaques, de chlorite et de séricite.

(1) Echantillon GR 56. 166 LM BRGM NOUMEA

- Composition chimique.

Le caractère essentiel de ces schistes ressortant de l'observation microscopique est leur très importante teneur en quartz, donc en silice. Je n'ai pas d'analyse chimique de ces roches mais si l'on se réfère à une analyse d'un " schiste de passage des schistes de Hienghène aux schistes de Maïna " donnée par A. ARNOULD (1958,p.174) on peut avoir une idée de cette teneur. En effet, il semble que ce schiste provienne très vraisemblablement de la série de la Néhoué, d'après la description que A. ARNOULD nous donne de ces " faciès de passage", en particulier la description microscopique qui correspond exactement à notre type. Cette analyse (1) fait ressortir une teneur en SiO_2 de 85,45%, pour 5,55% en Al_2O_3 et 2,35% en K_2O , les autres oxydes (eau mise à part 2,90%) ayant chacun une teneur inférieure à 1%.

De tels résultats sont bien ceux d'une roche essentiellement quartzeuse et contenant par ailleurs un peu de séricite.

2. LES FACIES PHTANITIQUES ET CALCAIRES.

Ces faciès ont été décrits de manière détaillée par P. ROUTHIER (1953). Ceux de nos régions ne diffèrent que par une légère transformation métamorphique des faciès classiques. Je me limiterai donc ici à décrire l'essentiel renvoyant pour plus ample information au mémoire de cet auteur.

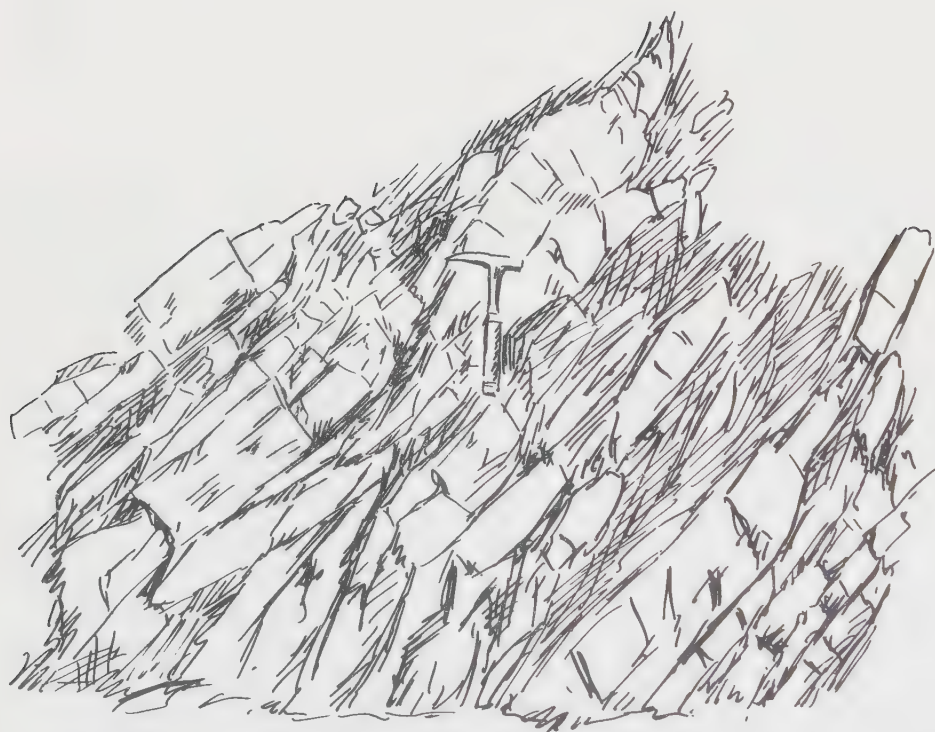
a. Les phtanites.

Ce sont les "caillasses siliceuses" de PIROUTET ou les " phtanites " de P. ROUTHIER. B. TISSOT (1958) semble leur préférer l'appellation de " cherts".

Ce sont des roches quartzeuses, de couleur noire, formant des lits

(1) An. XII PATUREAU CNRS 1957.

PHTANITES DU COL
DU PETIT CREVE-COEUR



amygdalaires avec des renflements de puissance décimétrique et des étranglements. Les traces de faune qu'elles contiennent sont constituées essentiellement par des spicules d'éponges, de rares radiolaires et aussi des globigerines. Le fond quartzeux est constitué par du quartz très fin. Les spicules sont remplis de calcédoine (P. ROUTHIER 1953, p.79).

Ce ne sont donc pas des radiolarites, mais par ailleurs le terme de spongolite est récusé par P. ROUTHIER car ne traduisant pas les caractères macroscopiques de ces roches. Cet auteur lui préfère le terme de phtanite et se justifie en s'appuyant sur certaines remarques de CAYEUX(1). Nous continuerons, à défaut d'une appellation précise et par habitude, à les appeler phtanites.

Les phtanites de notre secteur conservent tous les aspects macroscopiques classiques de ces roches telles qu'elles sont connues dans le territoire. Ils apparaissent seulement un peu plus laminés et séparés par des lits schisteux. On les observe aussi associées à des lits dolomitiques.

Au microscope on observe essentiellement un fond de quartz très finement cristallin. Les cristaux ont des extinctiones roulantes. On y note de très rares granules opaques (matière charbonneuse) et quelques lamelles de séricite.

Les roches que nous avons observées microscopiquement ne contenaient pas de spicules d'éponge ni autres restes d'une faune. Il est possible que ceci soit dû au trop petit nombre de préparations. Le métamorphisme n'est pas en tout cas à incriminer car on ne note pas de traces de recristallisation importante. Il faut donc admettre une certaine pauvreté en restes de

(1) P. ROUTHIER (1953,p.79) cite CAYEUX (1929) " il est nécessaire de réserver au moins une petite place aux dépôts à spicules d'éponges dans la série des roches-mères des phtanites " (p.376).. dans les " spongolites il faut ranger certaines roches appelées phtanites " (p.285)". les phtanites sont des roches stratifiées en lits continus, formés sur le fond de la mer à la façon des sédiments, à l'exclusion de tous les accidents minéralogiques en milieu calcaire" (p.354).

faune dans les roches de notre secteur.

b. Les faciès calcaires.

Ce sont des calcaires massifs et des calcschistes, les deux sont souvent associés.

- Calcaires massifs

Ces roches forment des bancs plus ou moins lenticulaires de dimensions importantes (5 - 6Km de long, 300-400m de large) ou réduites (quelques mètres). Ils sont généralement dégagés par l'érosion et forment de curieux édifices ruiniformes de rochers noirs.

La roche est massive, de couleur grise, assez cristalline.

Au microscope la calcite est souvent bien recristallisée ce qui peut expliquer l'absence de formes de microfaune. Cependant j'ai observé que la recristallisation peut parfois être très faible:

Dans un calcaire provenant d' HANDJOUE (1) (région de la crête centrale, au sud de l'embouchure du DIAHOT) on observe un fond de calcite en petits cristaux mêlés de quelques plages de quartz en cristaux extrêmement fins. On ne note pas de trace de recristallisation dans ces minéraux. Aucune forme de micro organisme n'apparaît.

L'absence de microorganisme ne paraît pas imputable dans ce cas au métamorphisme. Il se peut que cette absence, ou cette rareté, soit originelle. Un nombre plus important de préparation permettrait peut-être de découvrir une microfaune.

Les bancs calcaires sont généralement flanqués et prolongés par des assises siliceuses d'allure phtanitique.

Celles-ci forment cependant parfois des lentilles plus importantes, de quelques mètres. L'auréole de terrains siliceux autour des calcaires et l'aspect anormal de certaines lentilles siliceuses amènent alors à poser la question de l'existence d'une silicification partielle de petites

(1) Echantillon JE 58.164. IM. CLERMONT I5874

lentilles calcaires. Ce problème a été bien souvent posé en NOUVELLE-CALEDONIE, à propos des formations phtanitiques, qui en particulier contiennent parfois des globigerines, organismes calcaires. Nos observations sont trop succinctes pour l'aborder.

- calcschistes.

Ils apparaissent en quelques points du secteur, formant chaque fois un ensemble assez homogène et étendu (plusieurs Km²) (Région des trois creeks, col d'ARAMA).

Ce sont des roches grossièrement schisteuses formées de lits calcaireux séparés par de minces lits sériciteux. Leur teinte est grise, verdâtre, ou rosée. Les lits calcaireux sont passablement quartzeux.

Il est fréquent de trouver des lentilles de calcaires gris, massifs, au coeur de celles-ci. Ces masses calcaires sont d'importance variables. On rencontre aussi des assises phtanitiques.

c. Age des faciès phtanitiques et calcaires.

Les calcaires ne comportant pas apparemment de faune on ne peut les dater directement ainsi. On peut seulement dire qu'ils ont l'aspect extérieur des calcaires gris à Glorobotalia, Globigerina, décrits par P. ROUTHIER et attribués à l'Eocène inférieur.

L'âge ne peut être déduit que par des considérations lithologiques C'est ce qu'avait fait P. ROUTHIER pour ces mêmes calcaires et phtanites des régions métamorphiques. Cet auteur a montré que l'association des calcaires, phtanites et aussi lits dolomitiques dans ce domaine métamorphique, est analogue aux associations caractéristiques dans l'Eocène fossilifère. Nous ne pouvons que souligner la justesse de ce rapprochement et dire après cet auteur que les formations phtanitiques et calcaires de nos régions sont de l'Eocène inférieur légèrement métamorphique.

Ajoutons que notre série de la Néhoué passe sans hiatus dans le

sud-ouest de la région DIAHOT-NEHOUE aux formations calcaires du bassin de KOUMAC, fossilifères et datées de l'Eocène inférieur.

B. LES DIFFERENTES FORMATIONS.

Les différentes formations que nous allons voir ne sont pas en fait lithologiquement très distinctes et se rapprochent toutes de la formation type: la formation des schistes et phtanites de la Pounou. Elles ont été séparées soit pour souligner des variations latérales de faciès dues à la prédominance d'un faciès particulier, c'est le cas de la formation des schistes de la Tamboxi, soit pour des raisons de simple éloignement géographique, c'est le cas de la formation des schistes et phtanite de Maïna.

1. LA FORMATION DES SCHISTES ET PHTANITES DE LA RIVIERE POUNOU.

J'appellerai du nom de " formation des schistes et phtanites de la rivière Pounou" ou encore " formation de la Pounou" l'ensemble de schistes fins, phtanites, dolomies et calcaires que l'on rencontre le long de la rivière POUNOU en amont de la région marécageuse de la forêt d'OUNE (rive gauche du bas DIAHOT).

Les terrains rangés dans cette formation s'étendent dans la partie centrale de la région DIAHOT-NEHOUE au sud-est du col d'ARAMA et dans le bassin de la NEHOUE.

a. Description de la formation.

Tous les faciès que nous venons de voir y sont représentés. Le plus grand volume est constitué par le faciès de schistes fins siliceux. Les faciès phtanitiques n'en sont pas moins fréquents et représentent une importante partie de cette formation. Les faciès calcaires sont les moins développés.

Il existe une certaine répartition spatiale de ces faciès, mais il faut préciser que la prédominance de l'un d'eux dans un secteur ne se fait pas à l'exclusion des autres.

- Les faciès phtaniques dominant dans la région du bassin de rive droite de la basse NEHIOUE. C'est-à-dire au sud-ouest et au sud de la formation.

- Les schistes sont prépondérants dans la région nord-est de la formation et c'est le prolongement de cette zone schisteuse vers le nord-ouest qui représente la formation des schistes de la Tamberi.

- Les calcaires apparaissent surtout dans cette dernière région et, vers le sud à l'approche du PLATEAU DES LUTTEURS, c'est-à-dire à l'entrée du bassin éocène de KOUMAC.

Les calcaires qui apparaissent dans la région nord-est de la formation c'est-à-dire dans le bassin de rive gauche du DIAHOT, forment un alignement sud-est nord-ouest remarquable s'étendant depuis la région du petit CREVE-COEUR jusqu'au col d'ARAMA (alignement DJAVEL-ROCHE MAUPRAT-AO-DAMBOUR-COL D'ARAMA).

La formation de la Pounou est donc un ensemble composite type des différents faciès schisteux, phtanitiques et calcaires. Il s'y marque une tendance à la séparation spatiale de ceux-ci, le faciès schisteux tendant en particulier à devenir prépondérant vers le nord-ouest.

b. Age de la formation.

Elle peut être datée à l'aide des associations calcaires-phtanites qui, nous l'avons vu, peuvent être considérées d'âge éocène inférieur.

Ces associations apparaissent dès la base de la formation, à une centaine de mètres au-dessus de la limite avec la formation de Pilou (Sénonien). On peut donc conclure que l'ensemble de la formation (et les faciès schistes fins par conséquent) qui se trouve au-dessus des premières

passées phtanitiques et calcaires est au moins d'âge éocène inférieur. On peut en particulier citer l'observation suivante qui montre bien que les faciès schisteux noirs siliceux se rangent au-dessus de la formation sénonienne de Pilou:

Entre la région de MERETRICE où affleure la formation de Pilou fossilifère et, au sud-ouest, le sommet OUEHAT, apparaît un petit lambeau de schistes de la formation de Pilou contenant là aussi des fossiles sénoniens. Ce lambeau d'âge sénonien est séparé des terrains de même âge de la région de MERETRICE par des schistes fins, phtanites et calcaires de la formation de la Pounou donc par une zone synclinale. Les calcaires, proches des niveaux sénoniens sont en fait le même banc reployé en synclinal. Au coeur de ce synclinal affleurent des schistes fins siliceux qui sont donc au-dessus des calcaires et phtanites donc au moins de l'Eocène inférieur eux aussi.

Par contre la base de la formation, entre les calcaires et les schistes de la formation de Pilou, n'est vraisemblablement pas dans l'Eocène. Nous avons pu voir en effet (2ème part.Ch.2-B-4: puissance de la formation de Pilou) que la limite entre les faciès de la formation de Pilou et les schistes de la série de la Néhoué était en certains lieux très proches des gîtes d'Inocérames sénoniens (dans la région sud-est d' ANDANADEVA, pratiquement au contact). Cette limite occupe d'ailleurs une position stratigraphique variable comme l'ont montré les variations de faciès dans l'anticlinal d'AO (2ème part.Ch.2-B-4). On peut considérer en gros que la formation de la Pounou descend jusque dans le Danien et peut même en certains points atteindre le Sénonien supérieur.

2. LA FORMATION DES SCHISTES DE LA RIVIERE TAMBERI.

J'appellerai " formation des schistes de la rivière Tambéri", l'ensemble des terrains schisteux affleurant le long de ce cours d'eau entre son embouchure et sa source.

La rivière TAMBERI est située dans la péninsule d'ARAMA, elle s'écoule vers la baie BANARE. Les autres terrains que je rattacherai à cette

formation s'étendent au nord-ouest du col d'ARAMA, occupant la plus grande partie de la base de la péninsule d'ARAMA.

Ces terrains correspondent à ce que P.ROUTHIER décrit sous le nom de phyllades de la presqu'île d'ARAMA.

a. Faciès.

Cette formation n'est représentée que par le faciès schisteux. Il est ici sous sa forme typique d'assises monotones de schistes très fins, très fissiles, noirs mais superficiellement décolorés et formant le remarquable paysage de collines nues de cette région de la péninsule d'ARAMA.

On note cependant quelques assises phthanitiques au nord de l'anse de POUANI et de la baie de POUM. Mais elles sont de peu d'importance volumétrique et ne représentent qu'une très petite partie de cet énorme ensemble schisteux. Quant aux calcaires ils paraissent avoir complètement disparus.

b. Age de la formation.

La formation de la Tambéri prolonge sans interruption la formation de la Pounou au nord-ouest du col d'ARAMA. Le passage de l'une à l'autre se fait par disparition des faciès phthanitiques et calcaires au profit du seul faciès schisteux. Cette formation qui diffère de la formation de la Pounou par cette seule variation latérale de faciès est donc vraisemblablement en gros du même âge, c'est-à-dire, éocène. L'observation de quelques passées phthanitiques reliques apparaissant sporadiquement au sein des schistes (anse de POUANI) confirme l'identité stratigraphique avec la formation de la Pounou.

Il est très vraisemblable étant donné l'amenuisement de la puissance de la formation inférieure de Pilou dans cette région septentrionale que là aussi, comme pour la formation de la Pounou, la base de la formation de la Tambéri descend dans les niveaux élevés du Crétacé.

3. LA FORMATION DES SCHISTES ET PHTANITES DE MAINA (Région de HIENGHENE)

Je définirai sous le nom de " formation des schistes et phtanites de Maina" que j'appellerai encore brièvement "formation de Maina", les terrains schisteux, phtanitiques et calcaires, qui affleurent, le long de la route HIENGHENE-TOUHO entre l'embouchure de la rivière TIFINDJE et l'ancienne léproserie de MAINA.

Les terrains que j'ai rangés dans cette formation forment une bande étroite qui longe la région côtière entre TOUHO et HIENGHENE et se prolonge dans le versant méridional du massif du TON-NON.

Ces terrains correspondent ainsi à peu près à ce que A. ARNOULD a cartographié sous le nom de " schistes de Maina". Cet auteur reconnaît l'existence dans ces terrains de faciès typiques de l'Eocène (calcaires, phtanites) mais considère le faciès schisteux fin comme se rapportant à la " formation à charbon" (Crétacé) et constituant le faciès de passage à l'Eocène.

a. Faciès.

La formation de Maina est constituée par des schistes fins siliceux associés à des phtanites et à d'importantes lentilles calcaires (entre HIENGHENE et TOUHO et en particulier à HIENGHENE où elles forment les pittoresques "roches"). Cette formation est lithologiquement identique à la formation de la Pounou.

La partie de cette formation située entre HIENGHENE et TOUHO ne montre pas de dominance du faciès schiste sur les phtanites. C'est aussi la zone d'affleurement des calcaires. Par contre les faciès changent rapidement latéralement dans le petit lambeau du massif du TON-NON. Les phtanites et les calcaires disparaissent au profit du seul faciès schisteux. Le passage s'effectue un peu à l'ouest de la Mission d'OUARE où l'on peut encore observer la formation avec tous ses faciès. Nous avons

là un passage latéral net, flagrant, comparable, mais en beaucoup plus réduit, à celui que nous avons observé dans la région du DIAHOT, entre les formations de la Pounou et de la Tambéri.

b. Age.

Nous retrouvons dans cette formation les faciès des formations éocènes de la région du DIAHOT et en particulier l'association calcaire massifs gris - phanites caractéristiques de l'Eocène. Ce rapprochement est corroboré par le fait que cette formation apparaît entre une formation à faciès de type crétacé: la formation de Hienghène, et une formation volcanique présentant toutes les caractéristiques des épanchements de l'Eocène supérieur-Oligocène, ^{la} série volcanique de Thiem. On peut donc attribuer à cette formation l'âge éocène inférieur que nous avons attribué aussi aux formations de la Pounou et de la Tambéri.

c. Relations avec la formation de Hienghene.

Alors que dans la région du DIAHOT les formations de la série de la N'ghoué surmontent la série schiste-argileuse du Dialot en continuité, il apparaît ici un contact anormal entre les deux séries. Je ne reviendrai pas sur la description de ce contact qui peut être observé dans la baie de HIENGHIENE, cette description ayant été faite à propos des coupes 5 et 10. Je rappelle simplement qu'il apparaît comme un chevauchement de la formation de Hienghene sur la formation de Maïna.

Mais ce contact ne s'observe que dans la baie de HIENGHIENE. Aussi le problème est-il de savoir s'il se prolonge à l'est et à l'ouest le long de toute la bande de terrains appartenant à la formation de Maïna. Ceci semble très probable.

- A l'est, la formation de Maïna apparaît de plus en plus étroite. Elle paraît pincée entre la formation de Hienghene et la série volcanique de Thiem. A la rivière THIEM elle finit même par disparaître et la for-

mation de Hienghene est alors en contact faillé (¶ mais vertical) avec la formation volcanique. Au-delà, toujours vers l'est elle réapparaît, s'élargit et s'enfonce sous la mer à VIEUX-TOUHO. Tout le long de ce trajet les lentilles calcaires qui apparaissent de loin en loin dans la formation de Maïna sont en contact avec la formation de Hienghene et paraissent plaquées contre elles.⁽¹⁾ Toutes ces observations ne prouvent pas mais sont en faveur du prolongement vers l'est de la ligne de chevauchement

- A l'ouest, au-delà d'OUARE où le chevauchement se caractérise par la présence de schistes dynamométamorphisés (cf. Coupes 5 et 10) la formation de Maïna se termine dans le massif du TON-NON, pincée entre la formation de Hienghene et les formations métamorphiques du massif du TON-NON. Il semble donc bien là aussi que la ligne de contact anormal se prolonge ici. Remarquons d'ailleurs que dans cette même région la formation de Maïna est aussi en contact anormal avec les terrains métamorphiques qui lui succèdent au nord-ouest - Cf. Coupe 10).

4. LES TERRAINS METAMORPHIQUES AU NORD-OUEST DE LA FORMATION DE MAINA -- LE METAMORPHISME DE LA SERIE SILICO-CALCAIRE.

Nous avons pu voir lors de la description des faciès de la série, que le métamorphisme très faible ne se traduisait que par une recristallisation des calcaires et le développement d'un peu de séricite dans les schistes. En particulier, les schistes fins de la formation de la

(1) Il semble que les importantes masses calcaires de cette formation puissent jouer un rôle de butoir. En effet, vers la baie de Hienghene les calcaires de l'INDERALIQUE sont très redressés alors que tout près d'eux, dans la zone du chevauchement les terrains phanériques sont horizontaux, comme les terrains chevauchant de la formation de Hienghene d'ailleurs. Ce redressement des calcaires pourrait être dû à la résistance qu'on pu opposer ces masses rigides situées dans un ensemble particulièrement plastique. Le fait que les calcaires de l'INDERALIQUE ne soient plus contre les terrains chevauchant pourrait s'expliquer par l'érosion.

Tambéri, dans la péninsule d'ARAMA, n'ont pas atteint le stade phyllade bien que P. ROUTHIER les range parmi ces roches. La finesse extrême de ces sédiments a pu amener cet auteur à surestimer leur métamorphisme. Mais cette impression ne résiste pas à l'observation microscopique qui montre une roche n'ayant pas recristallisé et relativement pauvre en séricite. Ces roches n'ont pas dépassé le stade schiste.

Par contre, au nord-ouest de la Mission d'OUARE, dans le massif du TON-NON, on observe des séricitoschistes dont l'aspect rappelle remarquablement le faciès schisteux de la série silico-calcaire. Ce sont des schistes fins, noirs, satinés formant des empilements monotones. Ils témoignent d'un métamorphisme plus intense. L'observation d'un échantillon prélevé dans cette formation montre une nette recristallisation du quartz et des phyllites. J'y ai noté aussi de l'albite en cristaux non maclés, amboldes et poecilitiques, ainsi que de la lawsonite.

Ces séricitoschistes sont accompagnés de masses importantes de roches volcaniques basiques à glaucophane et lawsonite du type déjà décrit à propos de l'étude des diabases métamorphiques de la formation de Pilou. Cependant les roches volcaniques du TON-NON en diffèrent stratigraphiquement par leur moindre transformation. Il reste en effet dans ces roches, un fond saussuritique qui n'existe plus dans les diabases glaucophaniques du DIAHOT, où il a été entièrement transformé en glaucophane et lawsonite.

Nous n'avons aucun élément solide pour la datation de cet ensemble de séricitoschistes et roches volcaniques. Le rapprochement avec les terrains tertiaires qui est avancé ne repose que sur de fragiles analogies: analogie de faciès entre les séricitoschistes noirs et les schistes fins et noirs de la série ^{de la Nénoué}, mais qu'aucune découverte de faciès phyllitiques et calcaires ne vient confirmer; analogie de volume entre les masses de roches volcaniques glaucophaniques et celles de la série volcanique de la Thiem. (Ces dernières, nous allons le voir ont en effet un volume nettement plus considérable que les bancs de diabases du Crétacé). Dans

une certaine mesure, la présence côte à côte de ces deux formations qui séparément ont des analogues avec des formations tertiaires renforcerait nos présomptions.

Nous concluons prudemment en disant qu'il se pourrait que les séricitoschistes et les roches volcaniques glaucophaniques du TON-NON soient la série silico-calcaire et la série volcanique de Thiem métamorphique.

C. SEDIMENTOLOGIE.

Les caractères remarquables des sédiments sont: finesse, composition essentiellement siliceuse, plus rarement calcaire ou dolomitique.

Spatialement deux types tendent à se séparer:

- un type phtanitique et calcaire qui, dans la région DIAHOT-NEHOUE, occupe principalement la partie sud-est et, dans la région de HIENGHIENE, le secteur ouest.
- un type schisteux qui se cantonne au nord-ouest dans la région DIAHOT-NEHOUE (Péninsule d'ARAMA) et à l'ouest dans la région de HIENGHIENE.

L'origine, les conditions de formations de dépôts du type phtanitique, n'étant pas très connues l'explication de cette différence spatiale est délicate. Toutefois, on peut remarquer que les dépôts schisteux sont monotones et très réguliers alors que les dépôts des régions phtanitiques sont variés; phtanites alternant avec des calcaires, des schistes, des calcschistes, des dolomies. Les dépôts schisteux sont donc des dépôts de régions calmes, où les conditions de sédimentations sont restées les mêmes. Ces régions s'opposent à celles de sédimentation phtanitiques, où les conditions de sédimentation devaient varier.

On est dès lors tenté d'imaginer que ces régions calmes étaient, soient plus profondes, soient surtout plus éloignées des rivages anciens. Les régions de sédimentation variée seraient plus littorales.

Quant à l'explication du caractère siliceux de la sédimentation on peut examiner deux hypothèses proposées l'une par P. ROUTHIER (1953), l'autre par A. ARNOULD (1958). La première (P. ROUTHIER) suggère que la silice " proviendrait de la latéritisation d'une ou plusieurs terres tasmanidiennes intermédiaires entre l'Australie et la fosse papoue. La seconde (A. ARNOULD) serait que la silice proviendrait " de coulées rhyolitiques se désagrégeant en arrivant dans l'eau de mer et libérant Si O₂ par dévitrification...".

La première hypothèse est la plus séduisante. La latéritisation expliquerait l'arrêt de la sédimentation détritique grossière. Elle correspondrait à un état de pénéplaine des " terres tasmanidiennes " et donc à la fin de la phase d'érosion mécanique active. Seuls de fins limons et de la silice colloïdale alimenteraient la zone de sédimentation. La seconde hypothèse implique la disparition complète de ces importantes venues rhyolitiques hypothétiques puisque on ne les observe pas dans la série. On en observe par contre dans la série schisto-argileuse du Diahot (Crétacé) qui est pourtant nettement moins siliceuse. Cette hypothèse a le défaut de faire intervenir un phénomène volcanique important que la présence de quelques feldspaths clastiques dans les schistes de la série ne suffit pas à prouver.

S E R I E V O L C A N I Q U E D E T H I E M .
 (P A L E O G E N E)
 =====

J'appellerai " série volcanique de Thiem" ou série de Thiem, les roches volcaniques, jaspes et argilites qui affleurent le long de la vallée de la rivière THIEM dans le dernier kilomètre de son cours.

Les terrains appartenant à cette série forment l'important massif de THIEM situé entre TIPINDJE et TOUHO. J'y ai rattaché par ailleurs les formations volcaniques affleurant dans la région DIAMOT-NEHOUE le long de la rivière NENGANU et dans le secteur du RUISSEAU PROFOND.

La série volcanique de Thiem s'identifie parfaitement aux formations volcaniques affleurant sur de grandes étendues le long de la côte ouest de la NOUVELLE-CALEDONIE et que P. ROUTHIER (1953) a dénommées " les épanchements paléogènes ". L'association roches volcaniques basiques (basaltes) argilites - jaspes que l'on rencontre dans cette série est en effet caractéristique des " épanchements paléogènes ". De plus comme ceux-ci, la formation de Thiem apparaît au-dessus des formations sédimentaires de l'Eocène inférieur (Eocène I phthanitique et calcaire sur la côte ouest, série schisteuse silico-calcaire de la Néhoué dans notre secteur).

L'âge de notre série est donc très vraisemblablement le même que

celui des épanchements paléogènes. Nous n'avons pas en ce qui nous concerne d'autre argument pour dater cette série que l'observation de sa disposition sur l'Eocène inférieur que l'on peut faire dans le massif de THIEM. Aussi nous nous rangerons à lui attribuer l'âge en gros paléogène (de l'Eocène moyen et supérieur à l'Oligocène) que P.ROUTHIER montre être celui des épanchements de la côte Ouest.

A. LES DIFFERENTS FACIES.

1. ROCHES VOLCANIQUES BASIQUES.

L'examen microscopique des roches volcaniques de cette série provenant aussi bien de la région du DIAHOT-NEHIOUE que de la région de HIENGHIENE, montre qu'il s'agit pour une grande part de roches à structure doléritique et faciès paléotypique, c'est-à-dire de diabases. En ce sens notre série différerait un peu des roches volcaniques épanchements paléogènes de P. ROUTHIER, pour lesquelles cet auteur écrit: " la micro-structure doléritique semble rare ". Nos observations nous montrent aussi que ces roches ont été profondément chloritisées et saussuritisées. Elles ont donc probablement subi des tensions assez considérables qui seraient à l'origine de ces faciès paléotypiques, ce que l'observation de laminages et fréquemment d'un diaclasage très important vient confirmer. Par contre P. ROUTHIER ne signale pas de saussuritisation ou de chloritisation importante dans les basaltes de la côte Ouest, il écrit même que les épanchements coïncident probablement avec une " période de rémission des tensions " (1953,p.126). Notre série différerait donc des épanchements de la côte Ouest par l'importance des tensions qu'elle a subies après sa mise en place.

a. Diabases.

La roche décrite provient du secteur de POUEDJANE-MALADJE (Basse

NENGANU), non loin des rivières est de la baie de NEHOUE(1).

La structure est poecilito-ophitique. Minéraux: saussurite - augite - chlorite - ilménite et leucoxène.

Le plagioclase est entièrement saussuritisé (épidote en fins vermicules et fond spongieux d'albite).

Le pyroxène est en grandes plages poecilitiques en partie chloritisées. Les inclusions sont les anciens microlites de plagioclases entrecroisés.

Dans la région de la rivière THIEM où la série apparaît avec ses faciès les plus caractéristiques une roche prélevée par A. WANTIEZ(2) montre une structure doléritique, le plagioclase entièrement saussuritisé, le pyroxène abondant et chloritisé partiellement.

b. Tuf pyroclastique.

L'échantillon provient d'un lambeau de la série de la Thiem affleurant dans la vallée de la moyenne NENGANU (3). Il a macroscopiquement l'aspect massif et la couleur verdâtre habituels dans les roches vertes.

La roche comporte un fond saussuritique contenant aussi de la chlorite et de la séricite semble-t-il, avec du leucoxène. On ne discerne pas de formes rappelant des anciens microlites de plagioclase.

Le fond est parsemé par de très nombreux petits cristaux de pyroxène. Ces cristaux sont de dimensions assez variables, ont des formes anguleuses et paraissent nettement clastiques. Leur extinction est roulante. Ils sont parfois bordés par un minéral fibreux qui pourrait être une trémolite.

c. Composition de ces roches.

Les roches examinées se sont toutes montrées riches en augite. La chlorite est aussi fréquente et représente une part non négligeable des minéraux sombres. Les plagioclases sont indéterminables ils sont transformés en épidote et albite. Il semble vraisemblable, vu l'abondance du minéral calcique, que le plagioclase devait être un labrador. De telles roches sont donc toutes apparemment des basaltes.

(1) Echantillon 58 I87 - LM BRGM NOUMEA

(2) Echantillon AW 6I 32 LM BRGM NOUMEA

(3) Echantillon JE 58 I77 - LM BRGM NOUMEA

2. JASPES ET ARGILITES.

Ces roches forment des intercalations assez minces dans les roches volcaniques. Elles ont été décrites en détail par P. ROUTHIER (1953) sur la côte Ouest de l'île et peuvent être considérées comme caractéristique des épanchements volcaniques sous-marins. Les jaspes sont des roches très dures, très fines, à cassure lisse et conchoïdale. Leur couleur est généralement vert pâle ou rouge. Les " argillites " de P. ROUTHIER, sont des roches couleur lie-de-vin un peu schisteuse, moins indurées.

a. Les jaspes.

La roche décrite provient de la vallée de la moyenne NENGANU(1) elle est associée aux roches volcaniques dans lesquelles a été prélevé le tuf pyroclastique qui vient d'être décrit. C'est une roche très dure et fine de couleur vert pâle.

Elle est formée principalement d'une pâte polarisant à peine ou pas du tout, formée vraisemblablement de silice. Dans ce fond sombre apparaissent de très petits cristaux de quartz qui semblent représenter une dévitrification de la silice. Il semble qu'il y ait des vermicules de zoïsite. L'ensemble est parsemé de petits amas de leucoxène.

On note deux formes arrondies remplies par du quartz. Elles évoquent nettement des formes organiques. Mais il est impossible de préciser s'il s'agit de fantômes de radiolaires.

b. Les argilites.

Leurs caractères macroscopiques sont très exactement ceux décrits par P. ROUTHIER. Il n'a pas été fait de préparation dans ces roches.

3. FACIES METAMORPHIQUES.

Nous avons vu lors de l'étude de la série de la Néhoué que les roches volcaniques basiques à glaucophane et lawsonite qui affleurent

(1) Echantillon JE 58 141 - LM - BRGM NOUMEA.

dans le massif du TON-NON (région de HIENGHENE) pouvaient être attribuées, avec beaucoup de réserves néanmoins, à la série volcanique de Thiem.

Je rappelle que ces roches montrent au microscope un fond saussuritique en grande partie remplacé par de la lawsonite et du glaucophane. Le pyroxène est partiellement chloritisé et glaucophanisé.

B. DESCRIPTIONS LOCALES DES DIFFERENTS LIMBEAUX DE LA SERIE.

1. REGION D'HIENGHENE.

a. Secteur TIPINDJE - VIEUX TOUHO.

Les formations volcaniques de cette série forment ici une amande allongée et arquée, s'étendant en bord de mer entre TIPINDJE et VIEUX TOUHO. La dimension de cette masse de roches volcaniques basiques, 12km de long, 1,6km au plus large, est sans similitude avec les plus grands lances de diabases de la formation de Pilou ou de la base de la formation de Hienghene (2km x 0,2km). L'ensemble est essentiellement constitué de roches volcaniques basiques, mais on y observe (embouchure de la THIEU) des jaspes verts et des argilites couleur lie de vin.

On peut voir à MAINA et à VIEUX TOUHO, c'est-à-dire aux extrémités de l'amande, la surface basale des roches volcaniques qui la constituent reposer en concordance sur les schistes de formation de Maina (1). La disposition des terrains est ici stratigraphiquement normale. Le pendage est dirigé vers le nord et à une valeur de 40°.

(1) A. ARNOULD (1958, p.199) envisage au contraire une discordance de cette même surface basale sur les phénites. Il situe son observation dans la riviè-
vière THIEU. En ce qui me concerne j'ai en ce même lieu observé les ro-
ches volcaniques en contact anormal (faillé et vertical) avec les schis-
tes gréseux de la formation de Hienghene et non avec les phénites qui
ont, comme l'ensemble de la série silico-calcaire, disparus.

b. Massif du TON - NON.

Les roches volcaniques basiques à glaucophane et lawsonite forment ici deux masses assez importantes (4km x 1,2km et 4km x 0,8km) situées au sein de séricitoschistes fins, noirs que j'ai pensé pouvoir rapprocher de la série de la Néhoué (Eocène). Ces massifs de roches volcaniques ne paraissent cependant pas homogènes, il y apparaît des intercalations de séricitoschistes. Dans la région du contact avec la série silico-calcaire non métamorphique (OUARE) on remarque en fait plusieurs lentilles de roches volcaniques glaucophaniques proches les unes des autres. Le contact avec les schistes éocènes est anormal. Le passage est marqué par des séricitoschistes noirs plissotés et des roches volcaniques extrêmement diaclasées.

Ces roches, au vu de l'importance des massifs qu'elles forment pourraient être attribuées au volcanisme paléogène. Cependant nous n'avons aucun argument solide qui permette d'affermir cette proposition. Il faut enfin noter que le massif du TON - NON est proche des formations métamorphiques de la zone nord et le style de gisement de nos roches présente des affinités assez troublantes (intercalations schisteuses) avec celui que nous verrons pour les glaucophanites de cette zone.

2. REGION DIAHOT - NEHOUE.

Cette série de Thiem affleure en de nombreux points du secteur de la Haute NEHOUE (ruisseaux PROFOND et BAMBOU) et de la région située entre la baie de NEHOUE et l'embouchure du DIAHOT (sud du col d'ARAMA, vallée de la NENGANU). Dans cette dernière région elle est associée à des roches ultrabasiqes.

a. Ruisseaux PROFOND et BAMBOU.

On observe dans ce secteur de nombreux bancs de diabases interstra-

tifiés dans les calcschistes, phtanites et schistes de la série silico-calcaire (cf. coupe 1). L'absence de tufs ou roches détritiques feldspathiques associés et la large cristallinité de ces roches amènent à penser que ce sont des intrusions en forme de sills, mises en place postérieurement au dépôt des formations encaissantes. Ceci conduit donc à leur attribuer un âge post-éocène inférieur qui les rattacherait chronologiquement à la série volcanique paléogène.

b. Vallée de la NENGANU et col d'ARAMA. (1)

Dans ces régions les formations volcaniques attribuées à la série volcanique paléogène sont associées à des jaspes vertes et rouges. L'ensemble forme plusieurs lambeaux gisant au sein de la série ~~de la Nenganu~~ éocène et marquant vraisemblablement le coeur de synclinaux. Les épontes de ces lambeaux sont concordantes en pendage et direction avec les schistes et phtanites encaissants. Ce gisement dans des régions où domine la série de l'Eocène inférieur et la présence des faciès particuliers et caractéristiques que sont les jaspes sont autant de faits qui permettent de les différencier des roches volcaniques crétacées de la formation de Pilou.

Le trait remarquable de la série volcanique est, ici, son association, son imbrication même, avec des serpentines. De plus les roches volcaniques sont extrêmement fracturées parcourues d'un réseau de petites failles et traversées ou bordées par de nombreux accidents majeurs. Les plus importants de ceux-ci sont des failles nord-ouest sud-est sub-concordante par rapport aux directions des formations. Les contacts entre serpentines et les roches de la série volcanique sont francs et faillés. Il est probable que cette imbrication avec les roches ultrabasiques est liée aux nombreuses fractures existant dans les roches volcaniques. La

(1) Il ne s'agit pas des roches volcaniques du col même, que nous avons rangées avec la formation de Pilou, mais de formations situées à environ un kilomètre plus au sud-ouest.

serpentine, très plastique et provenant peut-être des masses de roches ultrabasiques qui nous le verrons ont été soumises aux tensions des plissements, a en effet pu s'insinuer à l'état solide dans les zones de moindre résistance des roches volcaniques.

C. MINÉRALISATIONS EN RELATIONS AVEC LA SÉRIE VOLCANIQUE.

1. MANGANESE.

Il apparaît dans les roches volcaniques basiques des intercalations lenticulaires d'oxydes de manganèse généralement très siliceux. Ces lentilles n'excèdent que rarement le millier de tonnes et sont le plus souvent d'un tonnage très inférieur.

Il s'agit typiquement, et ceci a bien été montré par P. ROUTHIER, de gîtes " volcano-sédimentaires " associés au volcanisme paléogène.

Ils peuvent à ce titre servir de guide stratigraphique car on ne les retrouve pas dans les formations volcaniques inférieures.

2. CUIVRE.

Ce sont généralement de très petits gîtes sulfurés. Ils se situent au cœur des roches volcaniques basiques et ont très vraisemblablement leur origine dans ces roches. Ces minéralisations en cuivre ne sont citées que pour mémoire car elles n'affleurent que dans le bassin de KOUMAC.

- 5 -

LES ROCHES ULTRABASIQUES

Ces roches n'occupent qu'un faible volume parmi les autres formations de notre secteur. Les ensembles qu'elles constituent sont de petites dimensions comparées à celles des grands massifs qui affleurent ordinairement dans le territoire. Ce ne sont ici, non des massifs mais des "filons" et des "sills", formés essentiellement par de la serpentine.

Le domaine d'affleurement des masses principales est assez limité : secteur situé au nord-est et à l'est de la BAIE DE NEHOUE, île BAABA. On note de plus un sill important à l'est d'OUEGOA (sill St ANDRE-YALLEIN). Les petits filons sont plus répandus, mais affectent surtout certaines régions comme celles des Cols d'AMOSS (chaîne au nord d'OUEGOA) et d'ARAMA. On en note quelques uns dans la région de HIENGHEINE, au sud de la rivière THIEM.

A. PETROGRAPHIE

Ces roches ultrabasiques sont essentiellement des serpentines. Les périclites si répandues par ailleurs dans les grands massifs (harzburgites surtout) sont ici très rares. Dans les terrains les plus métamorphiques les ser-

TEXTURE MYLONITIQUE
A " NODULES "
DANS LES SERPENTINES



serpentines de la rivière Nenganu
(region Diahot-Nehoue)

pentines apparaissent partiellement transformées en talcschistes. Enfin, liées à ces roches ultrabasiques, on observe des anorthosites. Ces roches sont assez rares et ne représentent qu'un faible volume.

1. LES SERPENTINES.

Ces roches sont de couleur vert foncé à vert pâle. Leur texture est (1) remarquable ; elles sont généralement composées d'une partie massive en forme de boulet, enrobées par une partie schisteuse. Cet aspect peut évoluer, par réduction des boulets, vers une schistosité d'ensemble de la serpentine. Ces textures sont mylonitiques, elles traduisent un laminage intense de ces roches. La partie massive que constituent les boulets ne porte pas de traces de tensions. Il arrive que l'on y retrouve des reliques de péridotite originelle (pyroxènes pseudomorphosés en antigorite ou même pyroxène résiduel).

Au microscope ces roches se montrent formées dans leur plus grande partie d'antigorite, avec fréquemment de la chromite et parfois du carbonate (magnésite). L'antigorite se présente en lamelles un peu allongées. On note souvent des filonnets remplis de fibres de chrysotile.

2. LES PERIDOTITES.

Il arrive parfois dans les boulets de rencontrer une roche ayant conservé des aspects de péridotite. Elle est néanmoins toujours fortement serpentinisée. Au microscope on voit un fond d'antigorite dans lequel apparaissent quelques restes de cristaux de pyroxènes et de péridot. Le péridot est très serpentinisé et certains cristaux sont pseudomorphosés par de l'antigorite. Il en est de même pour les pyroxènes. Ces observations sont dans le même sens que celles faites par P. ROUTHIER (1953) et amènent à la même conclusion : l'antigorite est au moins en partie secondaire, et postérieure aux péridots et pyroxènes.

(1) Planche XIX .

3. LES TALCSCHISTES.

Ces roches n'apparaissent que dans les zones les plus métamorphiques (micaschistes), particulièrement dans la région du col d'AMOSS. Elles sont toujours en relation avec des serpentines et apparaissent fréquemment au milieu ou aux épontes de filons de ces roches.

Ce sont des roches blanches à vert pâle, formées de petites paillettes brillantes de talc, serrées au toucher. Elles sont très fréquemment parcourues de très grands et très beaux cristaux d'actinote.

L'analyse chimique d'un talcschiste que nous voyons ci-dessous comparée à l'analyse d'une serpentine, montre l'étroite parenté chimique de ces roches avec les serpentines.

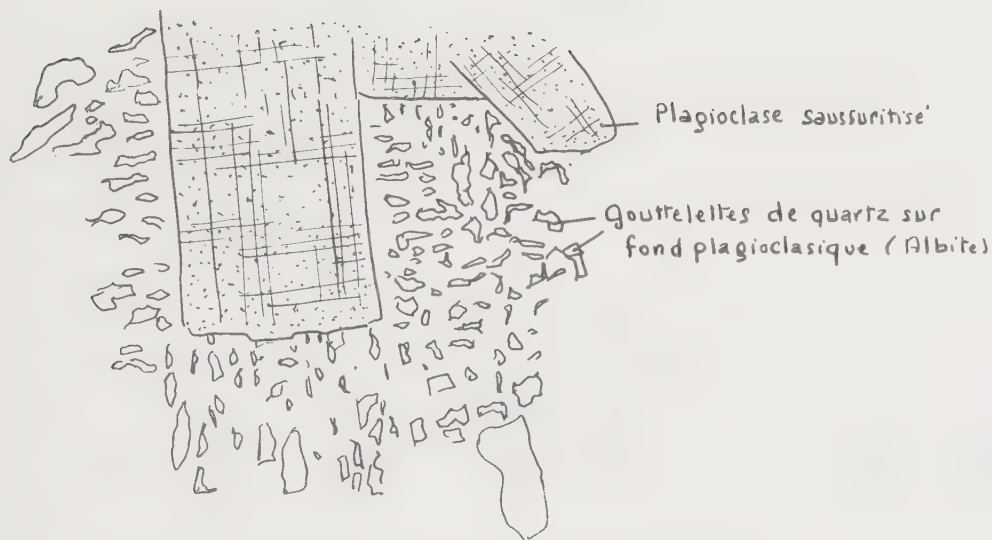
Ces deux analyses sont empruntées à A. LACROIX (1942). L'échantillon de talcschiste analysé proviendrait de la région de PONDOLAI (rive droite du DIANOT), celui de serpentine de l'ancienne mine MURAT (région au nord d'OUÉGOA).

	talcschiste	serpentine
	A. LACROIX (31)	A. LACROIX
Si O ₂	59,06	40,58
Al ₂ O ₃	1,29	1,36
Fe ₂ O ₃	0,82	2,99
Fe O	4,25	3,52
Mn O	0,05	0,11
Mg O	28,18	38,40
Ca O	1,56	tr
Na ₂ O	0,94	-
K ₂ O	0,35	-
H ₂ O +	3,31	11,15
H ₂ O -	0,23	0,17
total	100,04	98,28

Les compositions sont très parentes. L'échantillon de talcschiste est plus riche en silice et plus pauvre en magnésie. Il présente aussi quelques traces d'alcalins. Il semble donc que la transformation à partir de la ser-

MICROGRAPHIES D'ANORTHOSITES QUARTZIQUES

Anorthosites dans serpentines de la vallée
de la rivière Nengau



Micrographie de pegmatite graphique dans une
anorthosite quartzique



Micrographie d'une anorthosite quartzique
à tendance mylonitique

pentine s'est accomplie avec un certain apport de silice et aussi en alcalins, compensé par une perte de magnésie.

4. LES ANORTHOSITES QUARTZIQUES.

Ce sont des roches feldspathiques sans orthose mais pouvant contenir du quartz. Ce ne sont donc pas de véritables anorthosites qui sont des roches non quartziques. Pour cette raison je les désignerai sous le nom d'anorthosites quartziques.

Ces roches forment des pointements de quelques mètres carrés et affleurent au coeur des serpentines. On en note en particulier dans les serpentines de la vallée de la NENGANU. Ces petits amas sont en contact faillé et fréquemment laminé avec la serpentine. Ils sont eux-mêmes fortement diacласés ou même laminés.

Ces anorthosites quartziques ont l'aspect d'un granite à grain fin sans micas. Elles sont de couleur blanche et l'on distingue bien à l'oeil nu le quartz et les feldspaths. Parfois apparaît un minéral aciculaire sombre qui est une amphibole (1).

Je décrirai une de ces roches : elle provient du sill serpentineux NENGANU - OUEIAT (est de la DAIE DE NENKOE). Il s'agit d'une anorthosite quartzique sans ferro-magnésiens (Planche XX).

La roche (ech. JE58.146 LM 15.876 Clermont) est presque uniquement formée de quartz et de plagioclases saussuritiques. On remarque des traces de séricite. La saussuritisation est très marquée et rend les feldspaths presque opaques.

Les traces de cataclase et de laminages sont très nettes. Le quartz est en cristaux étirés, tordus, donnant une sorte de structure fluidale à la roche. Il enveloppe des cristaux de plagioclase à extinction roulante, parfois brisés.

(1) P. ROUTHIER décrit ce qu'il appelle des roches leucocrates alcalines dans les serpentines de la région d'ARAMA. Elles sont formées essentiellement d'albite. L'une contient une hornblende, l'autre du stilpnomélane. Ces roches sont pauvres en quartz.

Le plagioclase est en cristaux trapus à tendance automorphe. Il est très finement maclé selon deux systèmes de macles croisées perpendiculairement.

Certains plagioclases sont entourés par une micropegmatite graphique, formée d'albite et de quartz.

Les plagioclases sont trop saussuritisés pour être mesurables. Les parties encore limpides ne sont plus que de l'albite issue de la saussuritisation.

Les alcalins et la chaux ont été analysés :

	3	
Ca O	2,70	$\frac{K2O + Na2O}{CaO} = 1,79$
Na2 O	5,30	
K2 O	0,10	$\frac{K2O}{Na2O} = 0,01$
Analyse 3 ; Echantillon JE 58 146. labo. géol. CLERMONT. n° 1972. Analyste : Jeanne ORLIAC.		

Cette analyse conduit aux paramètres $r = 2(3)$
 $s = 3$

Le paramètre r est celui d'un granite calco-alcalin, le paramètre s reflète bien l'absence du feldspath potassique.

L'observation microscopique a montré l'absence de tout minéral ferromagnésien. La roche est formée uniquement de quartz, de feldspath (saussuritique) et de traces de séricite. Ceci va nous permettre de compléter le paramètre et de déterminer la composition du plagioclase. On peut en effet admettre sur le vu de la composition minéralogique que le reste sur cent de l'analyse ci-dessus est représenté par la silice.

Quasi absence de coupholites $p = 1$

$$\frac{Q}{F} = \text{environ } \frac{42}{58} = 0,7 \quad q = 3'$$

On peut donc admettre le paramètre $1.3'. 2(3).5$. C'est celui d'un granite calco-alcalin dépourvu de potasse.

$$\text{La teneur en anorthite du feldspath est : } \frac{An \times 100}{Ab + An} = 36 \%$$

Ce feldspath serait donc de l'andésine.

D'autres anorthosites quartziques contiennent de l'amphibole (1) et l'une d'elles une chloro-biotite (2). La tendance à l'automorphisme du plagioclase et la présence de pegmatites à son pourtour sont générales.

B. GISEMENT

1. DIFFERENTES FORMES DE GISEMENTS.

J'ai parlé des "sills" et de "filons". Ces deux formes de gisement sont en fait assez proches l'une de l'autre.

- les "sills" (3) sont des amas allongés dont les épontes sont parallèles à la direction des formations encaissantes et dont les dimensions varient entre 200 et 1.500 m en largeur et 0,5 à 10 km pour la longueur.

- les "filons" sont de puissance beaucoup plus petite, 0,5 m à 50 m, mais leur longueur peut être assez grande (1-2 km). Ils sont eux aussi généralement concordants avec les terrains encaissants mais exceptionnellement il peut arriver qu'ils les recoupent (le long du pic NOLU à l'est du Col d'ARATA). Il n'y a pas de limite bien tranchée entre les filons et les sills. Il existe de plus des amas de forme ramassée qu'il est difficile de ranger dans l'une ou l'autre catégorie.

Nous ne nous occuperons pas ici des massifs qui n'existent pas dans notre secteur. Signalons simplement que les massifs de POUM et TIEBAGHI bordent la région DIANOT - NEHOUE de part et d'autre de la baie de NEHOUE.

(1) Ech. JE 58.145 LM. B.R.G.M. NOUMEA

(2) Ech. JE 58.103 LM. B.R.G.M. NOUMEA

(3) Terme utilisé aussi par P. ROUTHIER (1953).

2. STRUCTURE DES GISEMENTS DE ROCHES ULTRABASIQUES ET RELATIONS AVEC L'ENVIRONNEMENT.

Nous avons vu que les serpentines qui forment l'ensemble de ces massifs, les autres roches n'étant qu'accidentelles, sont laminées et présentent fréquemment une texture mylonitique du type mylonite à nodules. Les directions et pendages de ce laminage sont parallèles aux épontes, elles-mêmes généralement concordantes avec la schistosité des terrains encaissants, lorsque ceux-ci sont des schistes.

La caractéristique essentielle du lieu de gisement de ces roches est qu'il correspond toujours à des régions faillées ou dans lesquelles existent des disharmonies tectoniques. Il faut toutefois ne pas négliger d'observer la fréquence de ces roches dans les zones synclinales, au coeur de la série de la NEHOUE et fréquemment en étroite relation avec la série volcanique de THIEM (région du Col d'ARAMA, basse NENGANU).

Les exemples de serpentines installées dans des zones faillées sont nombreux. On peut citer les filons qui bordent la zone anticlinale crétacée d'ANDANADEVA et correspondent à une faille très nette. Cette faille tronque le flanc sud du pli et le met en contact discordant avec les formations éocènes (calcaires de la petite Roche). En ce qui concerne les serpentines et roches compagnes installées dans des zones de contacts anormaux les exemples abondent aussi : - Le sill de St ANDRE-YALLEIN à l'est d'UEGOA, placé entre les micaschistes de la chaîne et les séricitoschistes de la formation de Pilou. - Les petits filons de serpentine et talcschistes situés sur la même ligne de contact anormal dans la région UEGOA-CHILL. - Les très nombreux filons de talcschistes et serpentines des cols d'ARAMA et d'ANOSS où nous verrons qu'il existe des disharmonies tectoniques.

C. AGE DES ROCHES ULTRABASIQUES.

Il a été montré ou admis par la plupart des auteurs s'étant intéressés à cette question que l'âge des péridotites néocalédoniennes était post-éocène

et vraisemblablement oligocène.

En ce qui concerne notre région, l'absence dans les séries sédimentaires les plus récentes (Eocène inf.) d'éléments détritiques est l'argument le meilleur prouvant l'âge post-éocène des serpentines et péridotites.

Le fait que certaines serpentines soient métamorphiques (talcschistes) amènerait donc à donner à ce métamorphisme un âge post-éocène.

D. MISE EN PLACE DES ROCHES ULTRABASIQUES.

Notre étude de ces roches et de leur gisement est restreinte par le fait de la relative pauvreté de notre région en masses de roches ultrabasiques et en particulier de l'absence de massifs. Il n'est donc pas dans notre ambition de juger les différentes hypothèses qui s'affrontent quant à la genèse et à la mise en place de ces roches. Nous nous contenterons d'examiner les faits que nous avons observés en fonction des hypothèses les plus remarquables qui concernent l'origine des roches ultrabasiques néocalédoniennes.

1. HYPOTHESE D'UNE ORIGINE INTRUSIVE.

C'est l'hypothèse la plus banale. Elle est contredite par P. ROUTHIER (1953) et J. AVIAS (1949) qui considèrent que la plupart des massifs ne sont pas enracinés.

En ce qui concerne les formations ultrabasiques de notre secteur elle peut s'appliquer car la plupart des gisements de serpentines paraissent enracinés et sont en relations avec des fractures. Il faut cependant préciser que la mise en place s'est probablement effectuée à l'état solide et qu'elle doit être antérieure à la fin des plissements (texture laminée) et du métamorphisme (serpentines transformées en talcschistes, saussuritisation des plagioclases dans les anorthosites incluses).

Cette hypothèse n'explique pas néanmoins la localisation préférentielle des serpentines dans les régions équidistantes et leur fréquente association aux roches volcaniques paléogènes (série volcanique de THIEM).

2. HYPOTHESE D'UNE TRANSFORMATION METAMORPHIQUE.

Elle a été émise en ce qui concerne les ultrabasites néocalédoniennes par J. AVIAS (1949). Elle comporte deux aspects (1) :

- 1°) la serpentine serait antérieure à la péridotite,
- 2°) "certaines serpentines résulteraient de la serpentinarisation métamorphique de certaines roches essentiellement volcaniques sous l'influence d'un apport ou d'une concentration sans doute par diffusion dans les réseaux cristallins de certains ions métalliques, notamment du magnésium".

Le premier point ne s'accorde pas avec les faits observés dans notre région, à savoir : les pseudomorphoses de pyroxènes et péridots en antigorite qui prouvent la postériorité de ce dernier minéral.

L'imbrication entre roches volcaniques basiques et serpentines que l'on peut observer en particulier dans la basse vallée de la MENGANU et l'association très fréquente entre ces roches semblerait s'accorder à cette hypothèse. Un examen plus attentif des relations entre serpentines montre en fait que les contacts entre ces roches différentes sont tranchés. Je n'ai jamais observé de passage progressif de l'une à l'autre. Les serpentines paraissent nettement, au contraire, s'être glissées dans les roches volcaniques à la faveur des zones fracturées.

De plus on n'observe pas ici, dans les formations voisines des serpentines, d'enrichissement en alumine, alcalins et chaux. Les éléments Al, Na, K, Ca, devraient être loquacement expulsés par le cas d'une hypothèse transformiste. Le volume des anorthosites est trop faible pour que l'on puisse prétendre qu'elles soient la conséquence de cette expulsion.

(1) Extrait du mémoire de P. ROUTHIER (1953 p. 210) où cet auteur cite J. AVIAS (1949).

3. HYPOTHESE D'UN EPANCHIEMENT DES ULTRABASITES.

C'est l'hypothèse de P. ROUTHIER. Elle aurait le mérite d'expliquer le non enracinement qui selon cet auteur est le cas de la plupart des massifs, ainsi que, toujours selon P. ROUTHIER, la position disharmonique de certains massifs.

P. ROUTHIER (1953, p. 213) imagine une mise en place en gros à la fin de la phase majeure des plissements cénozoïques, par-dessus les autres formations sédimentaires et volcaniques. Dans notre région, cependant, étant donné le laminage intense des roches ultrabasiques, il faut envisager une mise en place avant la fin des plissements. Ceci admis, cette hypothèse peut rendre compte du gisement d'une grande partie de nos serpentines qui se trouvent en position synclinale (1). Le plissement postérieur à la mise en place expliquerait leur allure enracinée (les terrains sont très redressés et les plis isoclinaux) et les serrages consécutifs au plissement leur insinuation à froid dans les zones faillées et contacts anormaux, une diapirisation latérale en quelque sorte.

Quant aux quelques filons de serpentine que l'on observe en position anticlinale, on peut les expliquer en considérant qu'ils constituent les cheminées par où a pu monter la roche ultrabasique qui s'est épanchée dans les dépressions embryons des futurs synclinaux (hypothèse proposée par M. ROQUES lors d'entretiens oraux). P. ROUTHIER n'exclut pas non plus un autre type de gisement, intrusif, "à partir de cisaillements (?)" cohabitant avec le type d'épanchement.

(1) Il n'est pas exclu que les serpentines et talcschistes de la région Col d'AMOSS - OUEGOA - St ANDRÉ - YALLEIN, puissent se trouver en position synclinale ou en bordure d'une région synclinale. Nous verrons en effet qu'une grande partie des formations métamorphiques de la chaîne du Mt PANIE peut être attribuée au tertiaire.

4. CONCLUSION.

De ces trois hypothèses, celle qui implique une transformation métasomatique s'applique le plus mal aux formations de roches ultrabasiques de notre secteur. L'hypothèse d'une intrusion permet de rendre compte d'une partie des observations mais n'explique pas la tendance à la localisation dans les zones synclinales.

L'hypothèse d'un épanchement sur les autres formations est celle qui rend le mieux compte des faits. Il faut cependant admettre que l'épanchement s'est fait avant les plissements mais s'est accumulé dans des zones déprimées qui, par la suite, ont évolué en synclinal. Enfin certains gisements seraient de type intrusif (cheminées).

E. MINÉRALISATIONS LIÉES AUX ROCES ULTRABASIQUES.

Dans le territoire ces minéralisations sont typiquement le nickel et le chrome. Dans notre secteur on note seulement de petits indices de chromite. Cette chromite soit massive, soit en petits grains dans la serpentine ("piquée") ne forme que de très petits amas de l'ordre du mètre. Ils sont fréquents dans les "sills" de la vallée de la NENGANU.

Dans les zones de petits filons de serpentines ou talcschistes, se forment superficiellement des rognons de giobertite. Cette giobertite provient du lessivage du magnésium des serpentines par les eaux d'infiltration.

- 6 -

LES SERIES METAMORPHIQUES DE LA ZONE NORD

I. LA SERIE DES LEPTYNITES ALBITIQUES DU BOUEHNDEP

Je dénommerai "leptynite du Bouehndep" les schistes cristallins affleurant au sommet BOUEHNDEP (chaîne du Mont PANIE, entre PAM et OUEGOA).

Ces roches constituent une amande allongée nord-ouest sud-est d'une superficie de 4 km² environ et s'étendant autour du sommet BOUEHNDEP. J'ai rattaché au même ensemble des roches semblables qui affleurent au nord de l'île BALABIO.

Ces roches n'avaient jamais été décrites ni signalées.

La série du Bouehndep est un ensemble très uniforme constitué à peu près uniquement par ces leptynites albitiques.

A. LES LEPTYNITES

Elles ont macroscopiquement un aspect granitoïde orienté. Très cristallines, on observe à l'œil nu les feldspaths et le quartz qui en sont les principaux constituants, la chlorite et la muscovite. Ces deux derniers miné-

raux sont en très faible quantité et soulignent tout juste l'allure vaguement orientée de la roche. La teinte d'ensemble est gris-verdâtre clair. L'altération tend à accentuer la schistosité qui est très fruste. En un endroit proche du sommet BOUEINDEP j'ai pu observer une sorte de stratification : des lits de quelques centimètres, un peu plus riches en chlorite, alternant avec des lits contenant très peu de ce minéral.

On n'observe pas dans la région de BOUEINDEP de micaschistes ou chloritoschistes en association avec les leptynites qui sont ici le faciès unique de la série. Par contre, il existe quelques intercalations de micaschistes albitiques dans la série affleurant à BALABIO.

- description microscopique et composition chimique. (Pl. XXI)

La roche décrite provient du sommet BOUEINDEP (1). Minéraux : quartz - albite - muscovite - chlorite - épidote.

Le quartz forme une mosaïque de cristaux légèrement orientés. La dimension de ceux-ci est de l'ordre de 0,1 à 0,3 mm.

Les feldspaths représentent une très importante partie de la roche. Il s'agit principalement d'albite en cristaux non maclés, amiboïdes et poecilites. Les inclusions sont constituées par de la muscovite, de l'épidote et du quartz. L'albite paraît de développement nettement secondaire par rapport aux autres cristaux. On remarque par ailleurs une petite section de feldspaths moirés qui paraissent être du microcline. Ce feldspath semble antérieur à la recristallisation de l'albite.

La muscovite est en lames dont la longueur atteint 0,1 à 0,3 mm. Elle est mêlée souvent de cristaux d'une chlorite vert sale polarisant dans les tons jaunes du premier ordre. Ces phyllites ne représentent qu'une faible partie de la roche.

On note aussi quelques cristaux d'épidote, bien développés et fréquemment inclus dans l'albite.

Cette roche a au microscope la composition d'un granite alcalin. Elle est par contre orientée et l'albite a recristallisé en dernier. Sa pauvreté en phyllites et en ferro-magnésiens et sa richesse en feldspaths m'ont amené à la dénommer leptynite albitique.

Elle correspond du point de vue du métamorphisme à un stade peu profond

(1) Ech. JE 59 E 132 L.M. B.R.G.M. NOUMEA

qui se place dans la zone des micaschistes supérieurs. (1)

L'analyse de cette roche est la suivante :

Ech. JE 59 EL 32	
SiO ₂	76,90
Al ₂ O ₃	11,20
Fe ₂ O ₃	1,40
Fe O	1,35
Mg O	0,70
Ca O	0,65
Na ₂ O	3,50
K ₂ O	2,80
Ti O ₂	0,25
P ₂ O ₅	0,10
Mn O	tr.
H ₂ O +	0,85
H ₂ O -	0,10
Total	99,80
An. CLERMONT 2064.	
Jeanne ORLIAC et Françoise	
CANTAGREL	

composition virtuelle

%	
Q = 43,56	Si O ₃ Mg = 1,70
Or = 16,68	Si O ₃ Fe = 0,79
Ab = 29,34	Ma = 2,09
An = 2,22	Ilm . = 0,45
Cor = 1,53	

paramètres américains
I.3.1(2).(3)4. 3.1.2.3.

Ces paramètres sont ceux d'un granite alcalin orthosi-albitique.

Cette analyse fait ressortir plus d'orthose virtuelle que la prédominance de l'albite parmi les feldspaths permettait de penser. Cela tient au fait que dans la roche la potasse paraît surtout fixée sur la muscovite.

- Origine de cette leptynite.

La recristallisation de tous les minéraux est nette. En particulier on doit remarquer le développement envahissant de l'albite qui apparaît nettement comme le dernier minéral ayant cristallisé.

L'observation de terrain montre l'existence (rare il est vrai) d'une certaine stratification dans ces roches. Ce dernier fait tend à faire éliminer l'hypothèse d'une origine à partir d'un granite.

Il semblerait plus plausible de faire dériver cette roche d'une rhyolite ou de tufs rhyolitiques. On doit toutefois faire remarquer que le style de développement de l'albite est tel que l'on ne peut éliminer l'idée d'une

métasomatose sodique au moins partielle.

La présence possible de rares résidus de feldspaths potassiques semblant être du microline, peut aussi amener l'idée que cette roche a pu être plongée dans des conditions de métamorphisme plus profond, puis rétro-morphosée.

B. RELATIONS AVEC LES TERRAINS ENCAISSANTS.

Les directions de stratification et de schistosité de ces leptynites concordent. L'ensemble est vertical ou subvertical avec pendage vers le sud-ouest et dirigé de façon très constante nord-ouest - sud-est.

Ces directions et pendages sont à peu près concordants avec ceux des micaschistes encaissants (série des micaschistes de la chaîne du Mt Panié). Mais à l'extrémité sud-est de la lentille que forment les leptynites dans la région du BOUEINDEP là où elle s'amenuise, une discordance très nette apparaît entre les leptynites et les micaschistes. Ceux-ci restent toujours parallèles aux épontes de la lentille et contournent son extrémité donnant ainsi l'image d'une terminaison périclinale. Car contre les leptynites conservent toujours leur direction nord-ouest - sud-est et apparaissent vers cette extrémité, obliques et mêmes perpendiculaires aux épontes de la lentille qu'elles forment et aux micaschistes encaissants.

La fidélité des micaschistes aux directions des épontes de la lentille prouve leur postériorité par rapport à la série du Bouehndep.

L'observation détaillée de la zone du contact montre que cette discordance est visible sur l'affleurement. Les micaschistes de la zone du contact sont un peu plus riches en quartz et sont un peu albitiques. Cela pourrait indiquer soit un léger remaniement des roches de la série du Bouehndep lors du dépôt des sédiments qui sont à l'origine des micaschistes, soit un enrichissement métasomatique dont la source se trouve dans la série du Bouehndep.

C. AGE DE LA SERIE DU BOUEHNDEP.

Cette série se trouve en discordance sous un ensemble plissé et métamorphique dont nous verrons qu'il est d'âge en partie éocène et en partie vraisemblablement crétacé. Par ailleurs, elle représente très probablement une ancienne série rhyolitique. Il est en effet peu vraisemblable de faire dériver ces leptynites d'un sédiment ordinaire par métamorphisme métasomatique. Ceci amène (cf. analyses ci-dessous) à faire intervenir un apport assez considérable de silice, soude et potasse, compensé par un départ de fer, magnésie et chaux qui se seraient fixés on ne sait trop où. On peut aussi considérer que l'extrême régularité de la série est un argument en faveur d'une origine à partir d'une série uniformément volcanique.

Or l'antécrétacé de NOUVELLE-CALEDONIE et plus particulièrement l'étage le plus ancien connu dans le territoire est une formation de roches volcaniques acides : rhyolites et dacites, la "formation des tufs polychromes" de J. AVIAS (1953). Cette formation est attribuée au Dévonien Permien par cet auteur. Elle affleure sur la côte Ouest du territoire dans la partie sud de l'île.

Dans le tableau ci-dessous sont comparées les analyses de la leptynite du Bouehndep, d'un "tuf polychrome inférieur" (probablement Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur d'après J. AVIAS) et d'un schiste de la formation de Pilou.

Leptynite du Bouehndep : N° 4 - analyse n° 2.064 CHERMONT - Jeanne ORLIAC - Françoise CANTAGNEL.

Tuf polychrome inférieur : JA 5453 - analyse ENSG - A. BIER.

Schiste de la formation de Pilou : n° 2 - analyse n° D 1616 - ERGM NOUMEA - D. DASTILLON.

	4	JA5453	2
Si O ₂	76,90	71,06	63,22
Al ₂ O ₃	11,20	14,53	16,76
Fe ₂ O ₃	1,40	4,53	4,47
Fe O	1,35	0,58	2,71
Mg O	0,70	0,22	1,70
Ca O	0,65	1,65	1,94
Na ₂ O	3,50	7,33	2,24
K ₂ O	2,80	2,12	1,84
Ti O ₂	0,25	0,45	0,45
P ₂ O ₅	0,10	tr.	tr.
MnO	tr.	0,08	0,26
H ₂ O +	0,85		2,98
H ₂ O -	0,10		
total	99,80		98,57

Les paramètres C.I.P.W. calculés d'après les analyses 4 et JA 5453 sont :

4 : Leptynite : I.3.1(2).(3)4. 3.1.2.3
 JA 5453. Tuf : 1.4.1 . 4' . 3.1.4.3'

Les analyses du tuf et de la leptynite sont très comparables. Les deux paramètres correspondent à un granite alcalin orthosialbitique. La leptynite du BOUENDEP apparait seulement un peu plus siliceuse et un peu moins aluminieuse. Elle est aussi moins riche en soude.

On voit donc que les tufs rhyolitiques de la formation des tufs polycolorés et les leptynites dérivant probablement de tufs rhyolitiques sont de composition peu différente et ont en particulier le même caractère alcalin. Ceci ajouté à l'observation de la position en discordance des leptynites sous une série crétacéo-éocène et peut-être jurassique (?) complète l'analogie entre les deux ensembles (1).

(1) La formation des tufs polycolorés est surmontée par des assises post-permiennes qui sont transgressives.

Il est donc très plausible de voir dans la série des leptynites du Bouchnep une formation rhyolitique équivalente à la formation des tufs polycolorés dévono-permienne. Il existe toutefois une différence : la formation des tufs polycolorés comportant de nombreuses coulées de dacite dont on ne retrouve pas l'équivalent ici. Il est très possible cependant que cette formation ait eu à 300 km (actuels) de distance des caractères quelque peu différents.

II. LA SERIE DES MICASCHISTES DE LA CHAÎNE DU MONT PANIE

J'appellerai série des micaschistes de la chaîne du MONT PANIE, l'ensemble des micaschistes, chloritoschistes, micaschistes albitiques ou glaucophaniques, quartzites, et glaucophanites qui constituent la région morphologique de la chaîne du MONT PANIE.

A. EXTENSION DES DIFFERENTS FACIES.

1. PRINCIPAUX FACIES.

Les micaschistes ordinaires à mica blanc qui représentent le faciès dominant sont représentés partout dans la série. Ils dominent néanmoins particulièrement dans la moitié nord-ouest de la chaîne.

Les micaschistes glaucophaniques sont surtout présents dans les zones où affleurent de nombreux massifs de glaucophanites, c'est-à-dire toujours dans cette même moitié nord-ouest de la chaîne.

Les micaschistes et gneiss albitiques bien que l'on puisse les rencontrer ailleurs dominant tout particulièrement dans la partie sud-est de la chaîne (région COLNETT - PANIE - OUAÏEME).

Les glaucophanites (1) abondent particulièrement dans la moitié septentrionale de la chaîne. Elles deviennent par contre beaucoup plus rare dans la partie méridionale

(1) Le terme glaucophanite est, dans cet ouvrage, utilisé dans le sens bien précis de roche essentiellement constituée de glaucophane, avec accessoirement de l'épidote et du grenat et dans laquelle on ne reconnaît plus les minéraux ni la structure de la roche originelle.

2. FACIES ACCESSOIRES.

Ils forment en général des intercalations au sein des faciès principaux et ne représentent jamais une formation pouvant couvrir une importante étendue. Ce sont: les chloritoschistes, quartzites, micaschistes calcaireux, calcaires, micaschistes à grenat, grenatites, épidotites, amphibolites hornblendiques, actinotites et trémolitites. Nous les verrons à propos de l'étude des faciès principaux avec lesquels ils sont en relations.

B. DESCRIPTION DES FACIES.

1. LES MICASCHISTES.

a. Micaschistes de type banal.

Ils sont de couleur grise ou noire. L'altération peut les transformer en roches très claires, blanches ocre ou rouges. Les lits phylliteux sont abondamment chargés en mica blanc en petites lamelles et très souvent noircis par du graphite. Les lits quartzeux sont en général bien développés. Ils peuvent parfois être prédominant donnant un aspect gneissique à la roche ou par contre assez étroits la roche gardant alors un aspect de séricitoschistes. Le quartz forme souvent des amandes limpides qui écartent les lits.

Au microscope ils apparaissent essentiellement formés de mica blanc et de quartz avec accessoirement de la chlorite et du graphite.

Le mica est généralement une muscovite. Cependant un certain nombre de mesures d'angles d'axes m'ont amené à constater l'existence fréquente d'angle $2V$ égaux à 27° , c'est-à-dire correspondant peut-être à des phengites (Mg Phengite: $2V = 25^\circ$).

L'existence de paragonite a été signalée par A. ARNOULD (p.286) dans un échantillon de séricitoschiste de la région de PAM. Nous n'avons à lui opposer que des résultats d'analyse relatifs à des micas issus de

glaucophanites et qui sont des muscovites. Signalons aussi que A.LACROIX (1942 p.19) remarque " les essais microchimiques effectués dans mon laboratoire sur divers échantillons ont montré toujours une teneur en potassé plus grande qu'en soude ".

Les analyses que nous connaissons concernant les micas de cette série sont consignées dans le tableau suivant.

L'échantillon JE 59 E 49 (An.5) provient d'une glaucophanite de la mine MURAT (OUEGOA). L'analyse faite par liversidge a été relevée dans l'ouvrage de LACROIX(1942). Il semble probable qu'elle ait été faite sur un mica provenant de glaucophanite (ce sont les plus grands). Le dosage 208 b correspond à la paragonite de PAM (A.ARNOULD p.285)

	d		5		208 b
	Liversidge		An.Clermont		
			1974		
			J.Orliac		
SiO2	54,23				
Al2O3	27,25				
FeO	2,60				
MnO	0,34				
MgO	3,82				
CaO	1,25				
K2O	6,93		7,90		0,10
Na2O	1,27		0,80		2,10
H2O	4,46				
	99,25				
Total					
alcalins.....	8,20		8,70		2,20

La teneur anormale totale en alcalin de 208b s'expliquerait peut être par le fait qu'il semble que A. ARNOULD ait fait doser un échantillon formé par un lit quartzeux à muscovite. A noter aussi la teneur non négligeable en Mg de l'échantillon.

La question de l'abondance de la muscovite ou de la paragonite et des phengites ne peut être tranchée que par une étude systématique portant sur un grand nombre de déterminations.

Il semble cependant que la muscovite est le mica dominant. Aussi emploierons nous le terme muscovite en faisant une fois pour toute une réserve sur la présence possible de mica paragonite ou de phengite.

L'échantillon de micaschiste de type banal (1) provient des environs de l'ancienne mine BALADE (OUEGGA). C'est un micaschiste assez quartzueux, finement lité. Sur les plans de schistotité, la muscovite forme de fines paillettes. La teinte est gris-bleu dans les parties non altérées, rose ou ocrée dans les autres.

L'observation microscopique est la suivante:

Les minéraux sont: quartz (60%), muscovite, chlorite, limonite.

Le quartz domine dans la roche. Il est en petits cristaux pris entre des feuilletts formés de muscovite et d'un peu de chlorite. La roche est litée, on note:

- des lits quartzueux, structure granoblastique, quartz en cristaux de 0,1 à 0,2mm. Rares lames de muscovite dispersées sur le fond quartzueux.
- des lits phylliteux, structure lépidoblastique, fines lamelles de muscovite et chlorite. Rares cristaux de quartz.
- des lits quartzo phylliteux, structure grano lépidoblastique. Quartz en cristaux petits (0,05mm), foliation nette, muscovite et limonite.

Dans l'ensemble de la roche la recristallisation du quartz et des micas est nette.

b. Variations dans les micaschistes.

- Micaschistes quartzistes et quartzites

Dans l'ensemble il faut remarquer que la série des micaschistes de type banal est très quartzueuse. Aussi les types de micaschistes quartzites sont assez fréquents. Ils peuvent parfois passer à des quartzites mais ces roches représentent un faible volume.

Les micaschistes-quartzites ont un aspect très cristallin. L'observation microscopique y montre en général du quartz en larges cristaux formant mosaïque. Les lamelles de muscovite sont dispersées dans la roche et forment des lits très discontinus. Ces roches très répandues abondent surtout dans le bas cours de la rivière OUAÏME.

Les quartzites ont été abondamment décrits par A. ARNOULD(1958) ainsi que par A. LACROIX(1942). Si il n'est pas rare de les rencontrer en minces bancs dans les micaschistes ils n'en forment pas pour cela un en-

(1) Echantillon JE 59 E 52 - LM à BRGM NOUMEA.

semble bien considérable. Le plus gros banc quartzique observé forme les falaises des "ROCHES OUAÏEME" dans la basse vallée de cette rivière. Les types de quartzites sont extrêmement variés suivants les minéraux qu'ils renferment en plus du quartz, je cite: quartzites à grenat, à glaucophane, à chlorite, à magnétite, à oligiste, à aegyrine, à épidote, etc...

- Micaschistes glaucophaniques.

Les micaschistes contenant en plus de leurs minéraux ordinaires seulement du glaucophane sont rares. En effet avec le glaucophane apparaît souvent en abondance des épidotes, du grenat et aussi de l'albite. Ce type de glaucophanique au sens large, c'est-à-dire pouvant contenir l'un ou plusieurs de ces minéraux accessoires est par contre extrêmement fréquent.

Macroscopiquement ce sont des roches de teinte plus bleutée. Il est fréquent d'y repérer le glaucophane et le grenat à l'oeil nu. Parfois même ces minéraux peuvent avoir des dimensions inhabituelles, baguettes de plusieurs centimètres pour le glaucophane, dodécaèdre de plusieurs millimètres pour le grenat.

L'observation microscopique permet de constater les particularités suivantes concernant ces minéraux:

- le glaucophane est généralement installé dans les lits phylliteux avec les lames de muscovite. Les cristaux sont très généralement allongés parallèlement aux plans de schistosité, et dirigé en moyenne selon une direction dominante qui est la linéation de la roche. Cependant on peut rencontrer des cas où ce minéral est disposé obliquement par rapport aux directions de schistosité de la roche. Il n'est pas rare qu'il s'agisse alors de cristaux importants et poecilitiques. On peut conclure que dans la majorité des cas la cristallisation du glaucophane s'est faite sous les contraintes qui ont provoqué la schistosité d'micaschiste, mais qu'il existe des cas où ceci ne s'est pas réalisé. L'observation de cristaux de glaucophane poecilitique n'est pas un fait exceptionnel. Il s'y ajoute

lorsque ce minéral est en gros cristaux une déformation des lits phylliteux.

- l'épidote est fréquente dans les micaschistes et sa présence est quasi-constante lorsque ceux-ci sont glaucophaniques. Elle est généralement en petits cristaux trapus dispersés dans le fond de la roche.

- le grenat est un almandin (1). Sa fréquence et ses dimensions sont très variables. Il est très souvent partiellement chloritisé. Il n'est pas rare non plus, dans les roches très quartziques, de le voir rongé par le quartz et réduit à l'état de dentelle. Par ailleurs, il renferme fréquemment des inclusions diverses (quartz, moscovite) matière charbonneuse. Ces inclusions peuvent parfois être disposées selon des courbes qui semblent indiquer une rotation du cristal en cours de croissance.

- l'albite. Nous verrons les micaschistes glaucophaniques albitiques à propos de l'étude des faciès des micaschistes et gneiss albitiques.

- chloritoschistes.

Les faciès de chloritoschistes ne sont jamais bien fréquents ni très étendus. Ils ne se différencient des micaschistes que par l'abondance de la chlorite. Ils peuvent comme ces derniers contenir du glaucophane, de l'épidote, du grenat. Rien ne dans leur aspect (en niveaux assez étroits dans les micaschistes) ni dans leur observation microscopique ne fait penser à une origine ortho. Ceci est d'ailleurs confirmé par des analyses, données par A. LACROIX (1942, p.28) et A. ARNOULD (1958, p.299), qui montrent une assez grande richesse en alumine.

- micaschistes calcareux et calcitres.

Les micaschistes calcareux sont très rares. Parmi les très nombreuses préparations faites dans les micaschistes, je n'en ai rencontré qu'une seule montrant de la calcite. L'échantillon provenait de la baie de OUAÏEME.

Les calcaires sont aussi extrêmement rares. On en connaît (2) qu'en

(1) La composition chimique de ce grenat sera donnée à propos de l'étude des glaucophanites.

(2) Découverts par A. ARNOULD (1958, p.350)

deux endroits dans la région de TAO et de PANIE: où ils ne forment que des petites lentilles de quelques mètres seulement. Par contre ils sont extrêmement intéressants car dans l'un d'eux A. ARNOULD (1958, p.350) aurait découvert une faune de microorganismes éocènes (Globigerina et Globorotalia). Une lame mince faite dans un échantillon de ces calcaires ne m'y a pas par contre montré de microfaune. Cependant la roche est suffisamment peu recristallisée pour que la conservation de faune soit possible.

Ces calcaires sont en effet remarquablement peu cristallins bien que situés au sein de micaschistes. Ils comportent cependant des parties dans lesquelles l'action du métamorphisme est plus net ils y apparaissent recristallisés et mêlés de zoïzite. Ce sont donc des roches métamorphisées de façon très hétérogène et comportant des résidus non métamorphiques (ce qui explique que A. ARNOULD ait pu découvrir une microfaune).

c. Roches à l'origine des micaschistes.

L'origine sédimentaire de ces différents faciès ne fait dans l'ensemble aucun doute. Les micaschistes de type banal dérivent d'un sédiment argilo-siliceux. Leurs variations en types glaucophaniques apparaissent en relation spatiale avec les glaucophanites. Nous verrons en effet qu'il s'est produit des phénomènes d'échanges d'ions entre ces roches et les sédiments encaissants. Les roches à grenat, épidote, montrent la même relation spatiale.

Un trait remarquable de l'ensemble des micaschistes est leur caractère siliceux. Les faciès de schistes quartziques sont, cela a été souligné, fréquents et on note souvent des passages de ceux-ci à des quartzites.

Il est intéressant à ce sujet de mettre côte à côte deux analyses relevées dans le mémoire de A. ARNOULD (1958 p.174 et 380). L'une(AA XII) a été faite sur un schiste siliceux de MAINA dont nous avons vu qu'il était vraisemblablement éocène , l'autre (A.A IV) provient d'un quartzite de

l'île de PAM

	A.A. XII	A.A. IV
SiO ₂	85,45	82,60
Al ₂ O ₃	5,55	5,85
Fe ₂ O ₃	0,50	3,80
FeO	0,15	0,65
MnO	tr.	0,75
MgO	0,90	2,00
CaO	0,20	1,30
Na ₂ O	0,60	0,95
K ₂ O	2,35	0,65
TiO ₂		0,45
P ₂ O ₅	tr.	0,24
H ₂ O +	2,60	0,80
H ₂ O -	0,30	0,10
	99,15	100,14
	An Patureau	C.N.R.S.

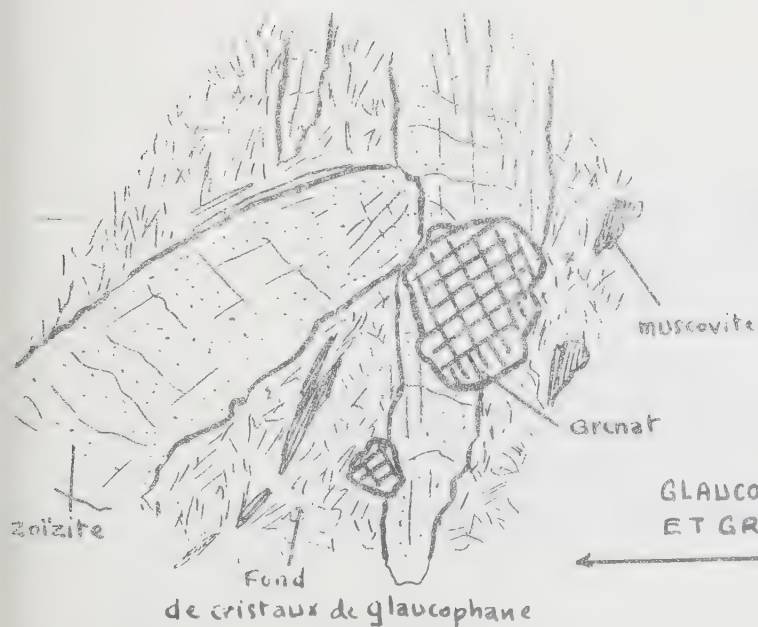
Ces deux analyses sont remarquablement semblables. Les différences (un peu plus de ferromagnésien et chaux dans le quartzite un peu moins de potasse) sont minimes. Notons que le "quartzite" saccharoïde à glaucophane de l'île de PAM est moins riche en silice que le schiste de Maina qui n'est apparemment pas très siliceux. Les teneurs en soude sont comparables.

Au vu de ces analyses il semble fort possible d'admettre que la plupart des faciès micaschistes quartziques (dont nous n'avons malheureusement pas l'analyse) et quartzites peuvent dériver par simple recristallisation de schistes siliceux si communs dans la série schisteuse silico-calcaire de la Néhoué. Il semble de ce fait inutile d'envisager une sédimentation gréseuse grossière à l'origine de ces faciès métamorphiques.

MICROGRAPHIES DE ROCHES METAMORPHIQUES DE LA ZONE NORD



LEPTYNITE
ALBITIQUE DU BOUENDEP



2. LES FACIES ALBITIQUES.

a. Les micaschistes et gneiss albitiques.

J'ai groupé ces micaschistes et gneiss ensemble car il apparaît que ces roches ne diffèrent que par un plus ou moins grand développement de l'albite. On peut avoir des faciès franchement gneissiques comme des faciès de micaschistes et tous les termes intermédiaires. Généralement les faciès albitiques ont un faciès de gneiss. L'albite apparaît assez bien dans les lits élargis quartzo-feldspathiques. Les feuillets phylliteux montrent cependant toujours le même mica blanc.

Au microscope ces roches ne diffèrent des micaschistes que par la présence d'albite. Celle-ci se montre toujours selon le même aspect: des cristaux assez larges, amiboïdes, poecilitiques et non maclés. Ces cristaux bien que tendant à faire des sortes de taches d'huile sur les lits restent cependant généralement soumis à la direction privilégiée de la roche et sont allongés dans le sens de la schistosité. L'albite est dans la plupart des cas accompagnée d'épidote et souvent de grenat.

La roche décrite en exemple est un gneiss albitique à grain fin venant de la région de l'IGNAMBI (1) Il correspond à peu près aux " gneiss de COREO dont parle M. PIRQUITT (1917). Le faciès de ce gneiss diffère peu à première vue des micaschistes ordinaires (cf. Pl. XXI).

Minéraux: quartz - albite - muscovite - épidotes - chlorite - grenat.

Le fond de la roche est constitué par des lits quartzeux et micacés. Le litage est déformé par les cristaux de l'albite. Ceux-ci sont de forme amibienne. Ils s'étalent sur des lits phylliteux mais ne les font disparaître qu'imparfaitement. Une grande partie du fond phyllito-quartzeux subsiste en inclusions dans l'albite. Celle-ci est au effet extrêmement poecilitique. Les cristaux inclus ont la même orientation que ceux des parties non albitiques. Ces cristaux d'albite bien qu'assez étalés conservent une direction d'allongement privilégiée qui est celle de tous les minéraux de la roche. Selon cette direction ils se terminent en s'effilochant. Ils ne présentent généralement aucune macle sauf quelques rares macles simples de type carlsbad. Les inclusions sont très diverses mais sont le plus souvent de

(1) LM JE 60 H 36 - LM CLERMONT N° I5.928

la muscovite et des épidotes.

Les épidotes sont en effet fréquentes dans la roche. On note une remarquable variété de ces minéraux : zoïzite, clinozoïzite, pistacite.

Les grenats sont peu nombreux. Ils sont corrodés par le quartz et le plus souvent réduits en une sorte de dentelle.

Dans cette roche l'albite apparaît très nettement de cristallisation postérieure aux autres minéraux. Elle n'en conserve pas moins des traces de mise en place sous tension. Cette tension est restée de même orientation que lors de la cristallisation des minéraux antérieurs. Le quartz est lui aussi en partie de cristallisation secondaire. Il corrode un certain nombre de minéraux et présente parfois des formes assez proches de celles de l'albite.

Tous les faciès albitiques examinés au microscope ont montré la même forme d'albite. Jamais je n'ai observé dans ces micaschistes des résidus feldspathiques qui sembleraient être d'origine détritique.

b. Variations dans les faciès albitiques.

Les faciès à albite et glaucophane ne sont pas rares. Il semble en effet assez communément admis que ces deux minéraux soient exclusifs l'un de l'autre. Force est pourtant de constater l'existence de micaschistes ou gneiss albitiques à glaucophane et aussi, nous le verrons, de glaucophanites à albite. Le glaucophane ne représente le plus souvent qu'un minéral assez accessoire de la roche. Il peut être inclus poecilitiquement dans l'albite.

Le développement très important de l'albite peut parfois aboutir à donner de véritables albitites. Citons par exemple la roche provenant de DIAHOUE (côte Est) formée dans sa plus grande partie d'albite en énormes poeciloblastes. La trame de la roche originelle n'existant plus que sous la forme d'inclusions: inclusions de quartz, de muscovite et de glaucophane dont les cristaux s'alignent en traînées au coeur de l'albite.

Enfin inversement il existe très fréquemment des micaschistes ne contenant que quelques très rares cristaux d'albite. Celle-ci n'en conserve pas moins ses caractères morphologiques habituels. On la remarque de place en place installée dans les lits phylliteux de préférence. Ces cristaux

sont extrêmement poecilitiques, à un tel point qu'ils passent totalement inaperçus à l'oeil nu (ex. Micaschiste albitique de la moyenne OUAÏÈME Ech. JE 60 H 79).

c. Le problème de la métasomatose sodique - roches à l'origine des faciès albitiques.

- étude microscopique.

L'albite apparaît toujours de cristallisation secondaire dans les micaschistes. Ses formes sont parfaitement identiques à celles décrites dans les formations albitiques des ALPES (en particulier dans les remarquables descriptions de R. MICHEL (1953)). La cristallisation a eu lieu après celles des autres minéraux, glaucophane compris.

Je n'ai pas noté dans les micaschistes la présence d'albite primaire ou de plagioclase plus calcique.

- étude chimique.

L'étude chimique de ces faciès conduit aux résultats suivants:

Dans le tableau suivant sont donnés un certain nombre de dosages d'alcalins correspondant à des micaschistes albitiques et à des schistes ordinaires peu métamorphiques. Nos dosages d'alcalins sont complétés par les teneurs en alcalins (1942) relevées dans des micaschistes albitiques étudiés par A. LACROIX et A. ARNOULD (1958). Le tableau est complété par les teneurs en alcalins de deux rhyolites néocalédoniennes.

Roches analysées:

6. micaschiste albitique de la baie de Ouaième,
An. Labo. Géol. Clermont n° 1970. Evelyne Gamot.
7. gneiss albitique de Balabio
an. Labo. Géol. Clermont n° 1958. Suzette Pignide.
8. Micaschiste albitique de la région de Pam
An. Labo. Géol. Clermont n° 1962. Suzette Pignide.

125 roche à albite et muscovite de Galarino (A. Lacroix p. 52)

126 roche à albite et glaucophane Galarino (A. Lacroix p. 52)

L33 séricitoschiste à albite et grenat. Ouégoa (A. Lacroix p.67)

A.A.V. Gneiss albitique du Mont Callegalle (A. Arnould p. 346)

A.A.VII. Paraschiste à glaucophane à lits albitiques . (Ignambiri)
(A. Arnould p.330)

A.A.VIII. Gneiss albitique de Coréo (A.Arnould p.346)

9. schiste gréseux de la formation de Pilou. Ao
An.Labo.Géol.Clermont n° 1946. Suzette Pignide
 10. schiste gréseux de la formation de Pilou.sud-ouest Balaguet(r.g.Diahot)
An.Labo.Géol.Clermont n° 1947 Suzette Pignide
 11. schiste gréseux de la formation de Pilou.Rivière Noët.
An.Labo.Géol.Clermont n° 1935.Françoise Cantagrel.
 12. schiste fin siliceux I.Yenghebane (extrémité septentrionale)
An.Labo.Géol.Clermont n° 1936.Françoise Cantagrel.
 13. Schiste fin, série schisto-argileuse. I. Baaba.
An.Labo.Géol.Clermont n° 1937. Françoise Cantagrel
 1. Schistes de la formation du Tondo, extrémité septentrionale.
An. BRGM Nouméa n° D 1515. D.Dastillon
 2. schistes de la formation de Pilou, extrémité septentrionale
An. BRGM Nouméa n° D 1516. D. Dastillon
- PR91. Rhyolite alcaline de l'île Boh. (baie de Néhoué)
P.Routhier 1953.p.45.)
- JA 5453. Tuf rhyolitique alcalin de la formation des tufs polychromes
J.Avias(1953 p.55).

micaschistes albitiques.

	Na2O	K2O	$\frac{Na\ 2O}{K\ 2O}$ mol.
6	1,07	0,80	2,02
7	4,80	1,60	7,27
8	3,05	2,00	2,30
125	2,84	2,19	1,95
L26	2,52	0,36	10,29
L33	2,24	3,86	0,87
AA.V	4,10	1,20	5,14
AA.VII	3,35	1,65	3,06
AA.VIII	3,00	2,00	2,30

schistes

9	2,20	3,10	1,07
10	0,30	0,65	0,69
11	2,85	1,35	3,19
12	0,35	0,80	0,66
13	3,10	2,05	1,55
1	3,03	1,86	2,46
2	2,24	3,03	1,12

rhyolites

;	PR91	5,85	0,35
	JA 5453	7,33	2,24

	teneur moyenne	
	Na2 O	K 20
micaschistes		
albitiques	3,0	1,7
schistes	2,0	1,9

Les valeurs moyennes pour les micaschistes albitiques et les schistes montrent la nette augmentation de la teneur en Na2O alors que la teneur en K2O reste très constante, un peu inférieure même dans les micaschistes albitiques. La teneur moyenne en soude de ceux-ci reste néanmoins inférieure à celles relevées dans les tufs rhyolitiques.

L'étude chimique montre donc une nette augmentation des teneurs en soude dans les micaschistes albitiques par rapport aux sédiments ordinaires. Cette teneur reste toutefois en-deçà de celles que l'on peut relever dans les rhyolites alcalines.

-Répartition des faciès albitiques dans la série des micaschistes.

Les micaschistes et gneiss occupent dans certaines régions (massif du Mont COLNETT, OUAÏEM, IGAMBI) des espaces considérables. Ils apparaissent fréquemment dans le détail en structure alternée avec les micaschistes: lits de quelques décimètres à quelques mètres avec des micaschistes ordinaires. Cette structure se complique parfois d'un rubanement, à l'échelle du centimètre, de lits albitiques, phylliteux, quartzitiques, qui ne

peut être attribué qu'à une ségrégation métamorphique(1).

- hypothèses.

A. ARNOULD(1958,p.402) estime qu'il n'y a " aucune nécessité d'évoquer un quelconque apport de soude à caractère régional". Cet auteur pense que l'origine de la soude serait dans de l'albite ou des plagioclases préexistants dans la série sédimentaire initiale'. Ses arguments sont:
 - existence dans de nombreuses formations sédimentaires de la NOUVELLE-CALEDONIE de niveaux détritiques feldspathiques et de rhyolites ou tufs rhyolitiques.
 - teneurs en soude de ces niveaux comparables aux teneurs des micaschistes et gneiss albitiques.

Sans nier la possibilité d'existence de niveaux ayant contenu à l'origine de l'albite détritique, je ferai seulement trois remarques à propos de cette hypothèse:

- L'abondance des faciès albitiques oblige à imaginer une série très riche en feldspaths détritiques ou tufs, rhyolitiques, une série qui serait dans l'ensemble grossière. Ce pas est d'ailleurs franchi par A. ARNOULD qui pense pouvoir faire dériver ses faciès de gneiss d'un faciès Flysch comparable au flysch de BOURAIL (sud de l'île). Or je ne reconnais pas dans la série de micaschistes normaux et micaschistes albitiques de roches qui pourraient dériver de faciès grossiers. Bien au contraire, j'ai noté fréquemment des micaschistes très fins, graphiteux, qui paraissent dériver de schistes noirs fins.

- On n'a pas observé de feldspath détritique initial dans les roches albitiques. Il faut d'ailleurs reconnaître que cette remarque est assez fragile car il est possible d'admettre que la recristallisation a été telle que la

(1) A. ARNOULD cite dans sa thèse le bel exemple de rubanement de la cascade OUA-HINA et souligne que " certaines successions rythmiques des rubanements suggèrent des concentrations de minéraux avec migrations sur de faibles distances d'éléments suivant des processus géochimiques relevant de mécanismes que l'on doit plutôt rapporter à des phénomènes de ségrégation métamorphique.

transformation a toujours été totale.

- L'albite est toujours très nettement mise en place postérieurement aux autres minéraux. Il faut donc admettre que les feldspaths initiaux ne se sont détruits que dans une phase ultime ou que, les feldspaths étant initialement détruits, les ions sodium ont voyagé un certain temps avant de se déposer.

On ne peut donc considérer le problème comme résolu avec un artifice qui consiste à imaginer une série initiale hypothétique dont on a directement aucune preuve qu'elle ait existé. La mise en place des phénoblastes albitiques sur une trame d'un micaschiste qui serait sans cela parfaitement banal montre à l'évidence qu'il y a eu métasomatose au moins sur une très courte distance. Il existe par ailleurs dans le monde, dans les Alpes en particulier des phénomènes semblables dont on a montré qu'ils étaient d'origine métasomatique (R. MICHEL 1953). Le métamorphisme de ces régions alpines montre bien des ressemblances avec celui de notre région. P. LAPADULA HARGUES (1945) a par ailleurs montré que l'apport des ions sodium était un phénomène général dans l'épizone des séries métamorphiques.

L'hypothèse d'un apport de sodium à l'origine des micaschistes albitiques reste donc très vraisemblable.

Dans cette hypothèse nos niveaux de gneiss et micaschistes n'auraient été à l'origine que des sédiments fins du type schiste noir, identiques à ceux qui sont à l'origine des micaschistes de type banal.

3. LES GLAUCOPHANITES ET ROCES ASSOCIEES.

Les roches à glaucophane forment des bancs d'allure plus ou moins lenticulaire, interstratifiés dans les micaschistes. Leurs dimensions sont très variables. On observe des petites lentilles de quelques dizaines de mètres, aussi bien que des massifs de plusieurs kilomètres de long et de 1 ou 2 km de large.

Associés aux glaucophanites ils peuvent avoir des types plus particuliers mais qui ne sont jamais qu'accessoires: épidotites, amphibolites hornblendiques, muscovitites.

a. Glaucophanites à épidotes.

- description. (Pl. XXI)

Ce sont des roches massives, de couleur bleu foncé, très généralement piquetées de grenats et parsemées de grandes lames de muscovite. On peut y distinguer des amas ou des lits lenticulaires d'épidote couleur pistache. Parfois on note aussi de grandes baguettes blanchâtres de zoizite. Le glaucophane n'est généralement pas distinguishable autrement que par la couleur bleu-nuit du fond de la roche.

Au microscope ces roches montrent un fond de cristaux enchevêtrés de glaucophane. Dans ce fond apparaissent des lames de muscovite, des petits cristaux trapus d'épidote, des grenats. Souvent on note aussi de la zoizite en grands cristaux poecililitiques. La muscovite est, lorsqu'elle se présente en grandes lames, elle aussi poecililitique. Le sphène est fréquent ainsi que le rutile. Il peut enfin y avoir de la chlorite provenant de la chloritisation de grenats et parfois du quartz ou même de l'albite.

Il n'y a généralement aucune orientation particulière dans les divers cristaux qui sont enchevêtrés. Il peut toutefois arriver exceptionnellement que cette orientation apparaisse, il n'est pas rare alors de constater une ségrégation lit par lit des minéraux.

- minéraux.

Le glaucophane présente en lame mince des teintes variant de sub-incolore à bleu foncé suivant les types. Les angles d'extinction oscillent entre 3-4° et 20°. Il semble que de façon générale il n'y ait que des glaucophanes banales et non des gastaldites ou des crossites.

Les épidotes sont extrêmement variés on note des zoizites, clinozoizotes, pistacite. Il arrive que la birefringence de grands cristaux de clinozoizite

varie dans le cristal. Cette birefringence étant souvent plus forte au centre que sur les bords.

Nous avons vu d'après les analyses données précédemment que les micas de ces glaucophanites sont vraisemblablement des muscovites en général.

En ce qui concerne le grenat il semble que sa composition soit assez variable, comme le reflètent les analyses ci-dessous. Il faut cependant tenir compte que ces grenats sont poecilites et qu'il est à peu près impossible de bien les purifier.

L'analyse 14 a été faite sur des grenats que j'ai recueillis dans une glaucophanite des environs de la mine MURAT (OUEGOA).

Les analyses L5 et c sont citées par A. LACROIX. Le grenat de l'analyse 5 proviendrait également d'une glaucophanite de MURAT, celui de l'analyse c aurait été recueilli dans les environs de la mine BALADE située non loin de la mine MURAT.

	14	L5	c	
SiO ₂	37,20	37,58	38,15	14: An. Labo. Géol. Clermont Jeanne Orliac n° 1971
Al ₂ O ₃	21,00	20,49	22,18	
Fe ₂ O ₃	9,30	0,98	n.d.	
FeO	17,00	26,36	21,26	L5: An. Gropsy. A. Lacroix (1942, p.17)
MnO	2,80	1,61	5,44	
MgO	4,50	4,11	4,74	
CaO	7,30	8,06	7,78	
Na ₂ O	0,30			c : An. Liverdsidge. A. Lacroix (1942 p.17)
K ₂ O	0,10			
TiO ₂	0,40	1,22		
H ₂ O +	0,50	) 0,14	0,31	
H ₂ O -	0,10	(		
	100,50	100,45	99,96	

Ces grenats correspondent au mélange des types suivants:

	14	L5	c	
almandin	46%	68,5%	44,5%	Si 3012 Fe3 Al2
pyrope	21,5%	4,5%	17,4%	- Mg3 Al2
spessartite	7,5%	4,5%	14,1%	- Mn3 Al2
grossulaire		19%	20,5%	- Ca3 Al2
mélanite	25,5%	3,5%	3,5%(1)	- Ca3 Fe2

Ces grenats sont donc surtout des almandins. Il faut noter dans le nôtre la grande proportion de mélanite due à l'abondance de fer ferreux. Par ailleurs la teneur en spessartine est dans l'ensemble assez importante.

- Description microscopique.

La lame choisie en exemple provient du haut bassin de rive gauche de la rivière OUEGOA (2). C'est une roche massive à fond bleu-verdâtre parsemé de grandes lames de muscovite.

Les minéraux sont: glaucophane - muscovite - épidotes - grenat - chlorite - sphène.

Sur un fond de glaucophane et d'épidotes se développent de grandes baguettes poecilites de muscovite ainsi que quelques grenats.

Le glaucophane est par endroit associé à des cristaux d'amphibole à polychroïsme un peu différent: bleu-vert, vert-jaune. Ce minéral est un glaucophane dont les caractères optiques se rapprochent de la hornblende. Les baguettes de ces amphiboles sont enchevêtrées et ont des dimensions de l'ordre de 0,2 à 0,5mm de longueur.

L'épidote pistacite est en petits cristaux trapus (0,05 à 0,1mm). Elle est associée à de la zoizite qui se présente en cristaux plus allongés mais de dimensions comparables. Ces épidotes sont nombreuses et parsèment la roche.

La muscovite est en grandes lames de 5mm environ. Elle est poecilite et les bords des cristaux sont irréguliers. Les inclusions sont principalement formées de glaucophane.

Le grenat, en cristaux de 1mm environ est entouré par une auréole de chlorite ou même entièrement pseudomorphosé par celle-ci.

On note des agrégats de sphène.

(1) A.LACROIX a admis que la proportion Fe^{2+}/Fe^{3+} était la même entre C et L5

(2) JE 59 E 65 d. LM BRGM NOUMEA

b. Variations dans les massifs de glaucophanites (1)

-- Amphibolites hornblendiques.

Elles sont assez rares. Fréquemment on observe dans la même roche du glaucophane et de la hornblende verte associés. Ces roches sont en général incluses dans les masses de roches glaucophaniques.

-- Epidotites - muscovitite.

Il peut parfois se produire une ségrégation des minéraux aboutissant à des roches formées dans leur plus grande partie d'un minéral qui est normalement accessoire. On note une épidotite hornblendique dans la région de la mine BALADE (épidote formant la plus grande partie de la roche et associée à une hornblende verte). Dans cette même région on observe aussi à côté de glaucophanites riches en muscovite, des muscovitites contenant un peu de glaucophane.

-- Actinotites et trémolitites.

Ces roches sont peu importantes par leur volume. Elles paraissent liées en vérité aux talcschistes provenant du métamorphisme de serpentines

-- Glaucophanites schisteuses.

On observe généralement aux épontes des massifs glaucophaniques des parties schisteuses qui se révèlent de composition dans l'ensemble identique aux glaucophanites massives et n'en diffèrent que par l'orientation des minéraux. Cependant ces roches peuvent être parfois assez chargées en quartz et passent ainsi insensiblement à des micaschistes glaucophaniques.

c. Roches à l'origine des glaucophanites.

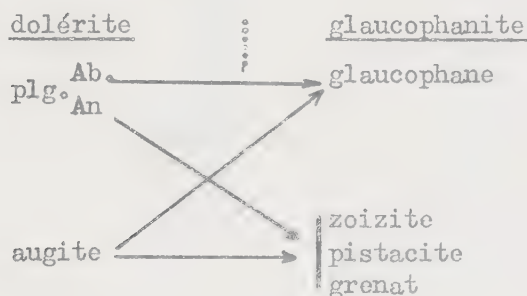
-- Transformation des dolérites en glaucophanites.

A. LACROIX(1942) a magistralement montré que ces glaucophanites provenaient de roches volcaniques basiques par transformation métamorphique

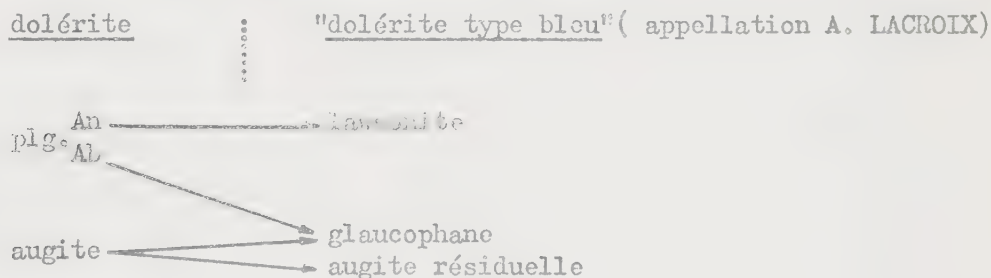
(1) Nous ne verrons que très rapidement ces types, renvoyant à l'ouvrage d'A. LACROIX(1942) pour une connaissance plus précise.

topochimique. Il a mis aussi en évidence l'existence d'un stade intermédiaire de transformation représentée par les diabases à glaucophane et lawsonite qui ont été décrites à propos de l'étude de la formation de Pilou.

La transformation décrite par A. LACROIX peut se résumer dans le schéma suivant:



Dans le cas de la transformation moins poussée des diabases à glaucophane et lawsonite ce schéma devient:



Je citerai deux analyses chimiques qui montrent parfaitement que la transformation a pu s'effectuer sans apport chimique: l'une (PR 192) est l'analyse d'une diabase de la région de l'ancienne mine AO. Elle a été recueillie dans le mémoire de P. ROUTHIER (1953, p.158). L'autre (L20) provient d'une glaucophanite de l'ancienne mine MURAT. Elle a été relevée dans l'ouvrage de A. LACROIX (1942, p.50) .

	PR L92	L 20
SiO ₂	49,35	50,92
Al ₂ O ₃	15,60	14,49
Fe ₂ O ₃	3,20	2,71
FeO	7,90	6,41
MnO	0,21	0,14
MgO	7,20	7,45
CaO	6,50	5,60
Na ₂ O	3,60	3,79
K ₂ O	0,15	2,71
TiO ₂	2,70	3,02
P ₂ O ₅	0,31	1,18
H ₂ O	3,65	1,73
	100,37	100,15

Cependant la transformation topochimique n'est pas rigoureuse. On observe en effet dans presque toutes les glaucophanites la présence en abondance de muscovite qui laisse pressentir une plus grande abondance de potasse. Ceci ressort bien dans les analyses où les glaucophanites sont toujours légèrement plus riches en potasse que les dolérites ou basaltes non transformés. A. LACROIX a pensé que l'on devait peut-être rechercher l'origine de cette potasse dans les roches sédimentaires encaissantes. Ceci est confirmé par l'observation suivante: les micaschistes environnant les glaucophanites sont glaucophaniques. On y trouve aussi fréquemment du grenat et il n'est pas rare d'en rencontrer assez pauvres en muscovite. Il semblerait que des phénomènes d'échanges à courtes distances aient pu se produire entre glaucophanites et micaschistes. Un peu de potassium aurait migré dans les glaucophanites. En échange du sodium, du fer, de l'aluminium, du calcium seraient passés dans les terrains sédimentaires.

- Origine des roches basiques initiales.

Lorsque A. LACROIX montra quelle était l'origine des glaucophanites

il n'avait comme seule référence de roche basique initiale que les diabases qui affleurent sur la rive gauche du DIAHOT(1). Il ne pouvait imaginer l'existence de la série volcanique paléogène de la Thiem incon-
nues à l'époque. S'il est évident sur le terrain que les diabases glaucophaniques, la lawsonite (ou "dolérites de type bleu" d'A.LACROIX), dérivent des diabases de la formation de Pilou, cela ne l'est plus en ce qui concerne les glaucophanites. Il est en effet probable que les glaucophanites de la série correspondent à divers épanchements qui ont pu se produire aussi bien au Crétacé qu'au Paléogène. Nous allons d'ailleurs revoir ce problème à propos de l'âge de la série.

Cependant cette incertitude n'a pas d'incidence sur les résultats obtenus par A. LACROIX, car il apparaît en NOUVELLE-CALÉDONIE que les formations volcaniques basiques du Crétacé ou du Paléogène ont, à peu de choses près, la même composition chimique (2)

- Problème de l'apport sodique.

Il n'est pas besoin, nous l'avons vu, d'un apport sodique pour assurer la transformation des roches basiques en glaucophanites. Les résultats de dosages d'alcalins de glaucophanite comparées à celles de diabase consignés dans le tableau ci-dessous montrent que les teneurs en soude restent équivalentes entre ces deux types de roches(3)

- (1) Diabases de la formation de Pilou
- (2) Aussi est-il étonnant que A. ARNOULD (1958, p.207) parle d'existence de spilites dans les épanchements paléogènes (ou série de Thiem dans notre secteur). A ma connaissance et en me référant aussi bien aux observations de P.ROUTHIER(1953, p.124) qu'aux miennes, les basaltes et dolérites de cette série ont des plagioclases très calciques (andésine - labrador). A. ARNOULD cite comme spilite néo-calédonien l'analyse (L9) relevée dans A.LACROIX d'une paradolérite à lawsonite et aegyrine, qui est une roche métamorphique.
- (3) Dosages d'alcalins du laboratoire de géologie de Clermont-Ferrand, plus résultats d'alcalins relevés dans des analyses publiées par A.LACROIX (1942), P.ROUTHIER (1953) et A. ARNOULD(1958)

Glaucophanites
à épidotesDiabases
(pouvant être à pumpellyite)

	Na2O	K2O		Na2O	K2O
15	3,00	1,30	20	4,10	0,05
16	3,40	0,50	21	2,60	0,08
17	2,80	0,20	22	4,30	0,15
18	2,80	0,05	23	4,80	0,70
19	2,00	0,25	L10	2,28	0,57
L18	2,97	1,61	PR192	3,60	0,15
L19	4,19	1,81	PR237	2,40	0,68
L20	3,79	2,71			
L21	4,18	0,83			
L23	6,12	0,98			
L24	6,27	0,40			
AlI	4,65	0,85			
AlII	1,90	0,45			
Moyennes	3,7	0,9	Moyennes	3,4	0,3

Les valeurs en soude sont peu différentes. On note cependant une petite augmentation due à deux types particulièrement sodiques (L23 L24) Il y a une nette augmentation des valeurs de la potasse dans les glaucophanites.

Numéros d'analyses et analystes.

15: Clermont n° 1943

16: " n° 1944

17: " n° 1956 Suzette Pignide

18: " n° 1957

23: " n° 1958

20: Clermont n° 1963

21: " n° 1965 Evelynne Gamot

22: " n° 1966

19: " n° 1972 Jeanne Orliac

L 18 - 19 - 20 - 21 - 23 - 24 - 10. Extrait de l'ouvrage A.LACROIX(1942 p.50)
PR 192 - 237 Extrait P. ROUTHIER (1953 p.158)
AlI - III Extrait thèse A. ARNOULD (1958,p.381)

C. AGE DE LA SERIE DES MICASCHISTES DU MONT PANIE.

1. RECONSTITUTION DE LA SERIE INITIALE.

Nous avons vu que le faciès micaschiste banal dérivait d'un sédiment argilo-siliceux. L'abondance du quartz dans cette série et la présence fréquente de faciès graphiteux évoque l'analogie avec le faciès schiste fin siliceux noir de la série de la Néhoué.

Les faciès albitiques seraient à mon sens dues à une métasomatose sodique. La roche initiale serait également un sédiment argilo-siliceux.

Les glaucophanites dérivent de roches volcaniques basiques de type basaltique. Il est à remarquer que l'importance de ces masses de roches est dans la plupart des cas sans commune mesure avec celles des bancs diabasiques qui apparaissent dans la série du Diahot. Elles se rapprochent par leur volume des formations volcaniques de la série volcanique de Thiem. Ceci n'exclut cependant pas que les nombreux petits bancs de glaucophanite qui affleurent dans la région environnant le sommet BOUEHNDEP aient été à l'origine l'équivalent des diabases de la série du Diahot.

Le problème est de savoir si ces roches basiques sont dans l'ensemble interstratifiées dans les sédiments, ou s'il s'agit d'épanchements équivalents à la série de Thiem (paléogène) et disposés d'abord au-dessus de ces sédiments puis ultérieurement plissés. La présence de série de petits bancs dont la répétition est trop serrée pour être en accord avec l'amplitude des plis, si étroits soient-ils, indique l'existence certaine de niveaux interstratifiés. On peut observer ceux-ci dans le massif entre PAM et le col d' AMOSS. Par ailleurs on remarque que les grands massifs ne sont pas homogènes. Ils contiennent de très nombreux niveaux de micaschistes qui, étant donné l'importante quantité de glaucophane qu'ils contiennent souvent, sont difficilement dissociables cartographiquement des glaucophanites. En fait il apparaît que ces massifs pourraient, si

l'échelle des levés et la densité des affleurements le permettaient , être dissociés en une série de niveaux de différente ampleur, séparés par des micaschistes.

Il est donc hautement vraisemblable que les glaucophanites de cette série dérivent de plusieurs épanchements ou sills de roches basiques, interstratifiés dans les sédiments.

En définitive la série initiale peut donc nous apparaître comme un ensemble de sédiments argilo-siliceux fins. Dans ceux-ci sont interstratifiés des épanchements de roches volcaniques basiques (basaltes) qui peuvent exister en plusieurs niveaux différents.

2. DATATION DE LA SERIE.

Un remarquable élément de datation est fournit par la découverte d'une microfaune dans un calcaire de TAO, découverte faite par A. ARNOULD (1958). Cette microfaune est selon cet auteur, éocène (Globigerina-Globorotalia).

Par ailleurs on remarque les faits suivants:

- l'abondance de matière charbonneuse dans la série sédimentaire (schistes graphiteux),
- la finesse des faciès et le caractère siliceux d'une grande paptie de la série,
- l'abondance, du moins en certains secteurs (moitié nord de la chaîne), des roches volcaniques basiques (d'où dérivent les glaucophanites),
- la position en discordance de cette série sur un ensemble qui se rapporte très vraisemblablement au Dévono-Permien (série du Bouehndep).

Le dernier fait indique un âge vraisemblable post-permien.

Les trois autres faits d'ordre lithologique sont caractéristiques des séries post-jurassique et plus particulièrement des séries tertiaires.

Tous ces faits concordent avec la découverte paléontologique de
A. ARNOULD.

En conclusion on peut assigner à la série des micaschistes du Mont Panié, un âge en partie Eocène certain, avec la possibilité d'existence d'anté-Eocène (Crétacé - Jurassique) dans la partie inférieure et d'Oligocène inférieur (haute vraisemblance d'une continuité de la sédimentation jusqu'aux plissements majeurs) pour les niveaux les plus élevés.

3. COMPARAISON AVEC LES SERIES CRETACEES ET TERTIAIRES DE LA ZONE SUD.

a. Lithologie.

Autrement dit, la série des micaschistes de la chaîne est équivalente stratigraphiquement aux séries du Diahot (Crétacé), à la série de la Néhoué (Eocène) et à la série de Thiem (Paléogène). Mais elle diffère assez notablement de celles-ci. On ne rencontre pas, dans la série de la chaîne du Mont Panié de faciès paraissant dériver d'importants bancs calcaires et phtanitiques ou d'épisodes de sédimentation grossière et variée. Il n'est plus possible de faire les mêmes coupures que dans les séries qui appartiennent à ce que j'ai défini comme étant la zone sud. La série des micaschistes de la chaîne du Mont Panié qui appartient à la zone nord représente un empilement sédimentaire dans l'ensemble stratigraphiquement identique à l'empilement crétacé et tertiaire de la zone sud, mais lithologiquement plus monotone (1). Il s'en éloigne aussi par la disposition de ses faciès volcaniques (devenus diacampénites) qui paraissent s'être épan-

(1) La transformation métamorphique dans laquelle voient les faciès initiaux ne peut les masquer complètement. Les bancs calcaires de l'Eocène (série de la Néhoué) devraient devenir des cipolins. Les masses phtanitiques devraient se traduire par d'importantes assises de quartzites avec lesquelles les petits bancs quartzitiques que l'on observe n'ont pas de commune mesure. Les faciès de grès, calcaires et calcschistes et conglomérats qui sont si fréquents dans la formation de Pilou devraient se traduire par des quartzites micacés grossiers, des cipolins et micaschistes calcareux, des conglomérats laminés et micacés mais encore reconnaissables.

chés à tous les niveaux de la série, alors que dans la zone sud on ne les trouve qu'à des niveaux bien déterminés.

b. Puissance.

On ne connaît avec certitude ni le sommet de la série de la chaîne du mont Panié, ni sa structure. Il est donc impossible de déduire une puissance fondée. En première approximation nous admettrons donc qu'elle peut être équivalente à celle de l'empilement des sédiments crétacés et éocènes de la zone sud. Ceci conduit à une estimation de l'ordre de 4000 - 5000m, chiffre que je donne sous toutes réserves.

4. RELATIONS AVEC LES SERIES DE LA ZONE SUD.

La série des micaschistes de la chaîne constitue une sorte d'amande allongée nord-ouest sud-est et incurvée légèrement vers le nord-est. Le bord nord-est de cette amande est limité par la mer, le bord sud-ouest est en contact avec les séries que nous avons étudiées précédemment.

La partie médiane et septentrionale du bord de cette amande est en relations avec la série de la Néhoué (Eocène). Toutes les parties de ces séries qui sont proches du contact sont métamorphiques. Ce métamorphisme correspond à des faciès de schistes sériciteux.

Vers les extrémités septentrionales et méridionales, le passage des micaschistes aux terrains de la zone sud est brutal. Ils sont séparés par un contact anormal. Ce contact est dû au chevauchement des terrains de la zone nord sur les micaschistes.

Dans la partie centrale le passage s'effectue transitionnellement des micaschistes aux schistes noirs sériciteux de la série du Diahot. La limite ne peut être ici tranchée et apparaît surtout comme une limite dans le métamorphisme. On ne note pas de discontinuité lithologique et il est probable qu'ici une partie des micaschistes de la série sont des

faciès identiques à ceux de la série du Diahot en cet endroit plus métamorphique.

Enfin, il faut noter, sur la côte Est, entre OUBATCHE et YAMBE, la présence d'un lambeau de schistes noirs à peine sériciteux. Ces schistes dont le faciès rappelle le faciès schiste fins-siliceux de l'Eocène seraient d'après A. ARNOULD à côté de dolérites à glaucophane et lawsonite. Ce lambeau qui est subhorizontal en bien des endroits pourrait peut être chevaucher les micaschistes. Cette hypothèse serait appuyée par la rapidité du passage entre ce lambeau et les micaschistes.

Troisième partie et conclusion

S Y N T H E S E S

1. SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE.
2. TECTONIQUE.
3. LE MÉTAMORPHISME.
4. CONCLUSION.

- 1 -

SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE

Rappelons le tableau stratigraphique sommaire pour l'ensemble de notre secteur:

	ZONE SUD (terrains faiblement métamorphiques)	ZONE NORD (Terrains métamorphiques)
	Roches ultrabasiques	Roches ultrabasiques
PALEOGENE	Série volcanique de Thiem	Série des micaschistes
	Série silico-calcaire de la Néhoué	de la
CRETACE	Série schisto-argileuse du Diahot	chaîne du Mont-Panié
JURASSIQUE TRIAS	Formation des grauwackes	
DEVONO-PERMIEN		Série des leptynites albitiques du Bouehndep

La zone sud correspond aux terrains des régions DIAHOT-NEHOUE et de HIENGHENE. La zone nord aux terrains de la chaîne du Mont PANIE.

Avant d'approfondir la signification de ces deux zones nous rappellerons la stratigraphie de chacune en une rapide synthèse.

A. SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE DANS LA ZONE SUD.

1. DIFFERENTS ETAGES.

a. Jurassique.

Il est représenté dans la région de HIENGHENE par les grauwackes, tufs bréchiques et schistes de la formation des grauwackes. La présence de tufs bréchiques a fait rapprocher les niveaux affleurant dans cette région, de la formation de Saramea attribuée au jurassique moyen ou supérieur par J. AVIAS (1953).

b. Crétacé inférieur.

La formation des schistes verts de la Tipindje affleurant dans la région de HIENGHENE peut être attribuée à cet étage. Elle est représentée par des schistes fins charbonneux ou chloriteux, associés à des lits quartzitiques feldspathiques. Elle est supposée discordante sur la formation des grauwackes, mais ceci n'a pas été observé.

La formation des schistes du Tondo, qui affleure dans la région DIAHOT-DEHOUE pourrait être partiellement située dans cet étage. On en n'a aucune preuve réelle et on ne reconnaît pas sa base. Cette formation est caractérisée par un faciès schiste fin.

c. Crétacé supérieur.

Dans la région de Hienghène cet étage est représenté par la formation des schistes et roches volcaniques de la Hienghène. C'est un ensemble où dominant des schistes plus ou moins gréseux, noirs, associés à des roches volcaniques basiques. Ces dernières sont localisées dans la partie infé-

rieure de la formation et se rangent vraisemblablement dans le Crétacé moyen (Albien - à Turonien). Cette formation surmonte en concordance la formation de la Tipindje mais elle est aussi en contact, vers TOUHO, avec la formation des grauwackes. Il est possible qu'elle soit transgressive sur cette dernière.

Dans la région DIAHOT-~~NEHOUÉ~~, le Crétacé supérieur est essentiellement représenté par la formation des schistes et roches volcaniques de Pilou, mais il l'est aussi, au moins partiellement, par la formation des schistes du Tondo. Cette dernière formation correspond en effet vraisemblablement à la partie moyenne du Crétacé et monte, du moins en certaines régions (Ile BAABA) jusque dans le Sénonien.

La formation de Pilou est caractéristique du Sénonien et principalement de la partie supérieure de cette division. Ses faciès de schistes gréseux noirs et de roches volcaniques basiques sont proches de ceux de la formation de Hienghène. Il n'y a par contre pas de situation particulière de celles-ci à un niveau particulier, comme c'est le cas pour la formation de Hienghène. L'âge sénonien de la formation de Pilou est donné par les Inocerames que l'on a pu y découvrir.

Dans la moitié nord-ouest de la région DIAHOT - NEHOUÉ, les faciès de la série silico-calcaire de la Néhoulé qui s'étend normalement dans l'Eocène, apparaissent dans les parties élevées du Crétacé supérieur. Ces faciès occupent vraisemblablement le Danien et peuvent descendre jusque dans le Sénonien élevé.

d. Eocène inférieur.

L'Eocène inférieur est dans l'ensemble représenté par les formations de la série silico-calcaire de la Néhoulé: formation des schistes et phyllites de la Pounou, formation des schistes de la Tambéri et formation des schistes de Maïna.

La formation de la Pounou, qui affleure dans la moitié sud-est de la région DIAHOT-NEHIOUE, est constituée par des schistes fins siliceux, des phthanites et des calcaires. La formation de la Tambéri qui occupe la moitié nord-ouest de cette même région n'est représentée que par le faciès schisteux. La formation de Maïna concerne la région de Hienghène, elle est comme la formation de la Pounou, constituée par l'association schistes, phthanites, calcaires.

Cette formation de Maïna débiterait peut-être un peu au-dessus de la limite Eocène- Crétacé. Elle correspond en effet à une diminution sensible de l'épaisseur de la série de la Néhoué, diminution qui coïncide avec l'augmentation de celle de la formation de Hienghène. Celle-ci occuperait donc peut-être une partie de la base de l'Eocène inférieur. Cependant la présence d'un contact anormal entre les deux formations laisse subsister un doute.

e. Eocène supérieur.

L'apparition des faciès de la série volcanique de Thiem se situerait en gros au début de cet étage. En fait nous n'avons aucun élément précis qui nous permette de savoir dans quelle mesure cette série ne débiterait pas plus tôt ou plus tard.

f. Oligocène.

Il est connu par ailleurs dans le territoire que les roches volcaniques basiques équivalentes à la série volcanique occupent aussi une partie de l'Oligocène inférieur. Il n'est pas possible de savoir si il en est de même dans notre secteur.

Les roches ultrabasiques (serpentines essentiellement) se sont mises en place en grande partie à cette époque. Il n'est cependant pas impossible qu'une partie d'entre-elles puisse être contemporaine de la série volcanique de Thiem dans sa partie Eocène supérieur.

EVOLUTION STRATIGRAPHIQUE
DES FORMATIONS
DANS LA ZONE SUD
ENTRE LE NORD-OUEST (BAABA) ET LE SUD-EST (HIENGHENE)

N.O. I. BAABA

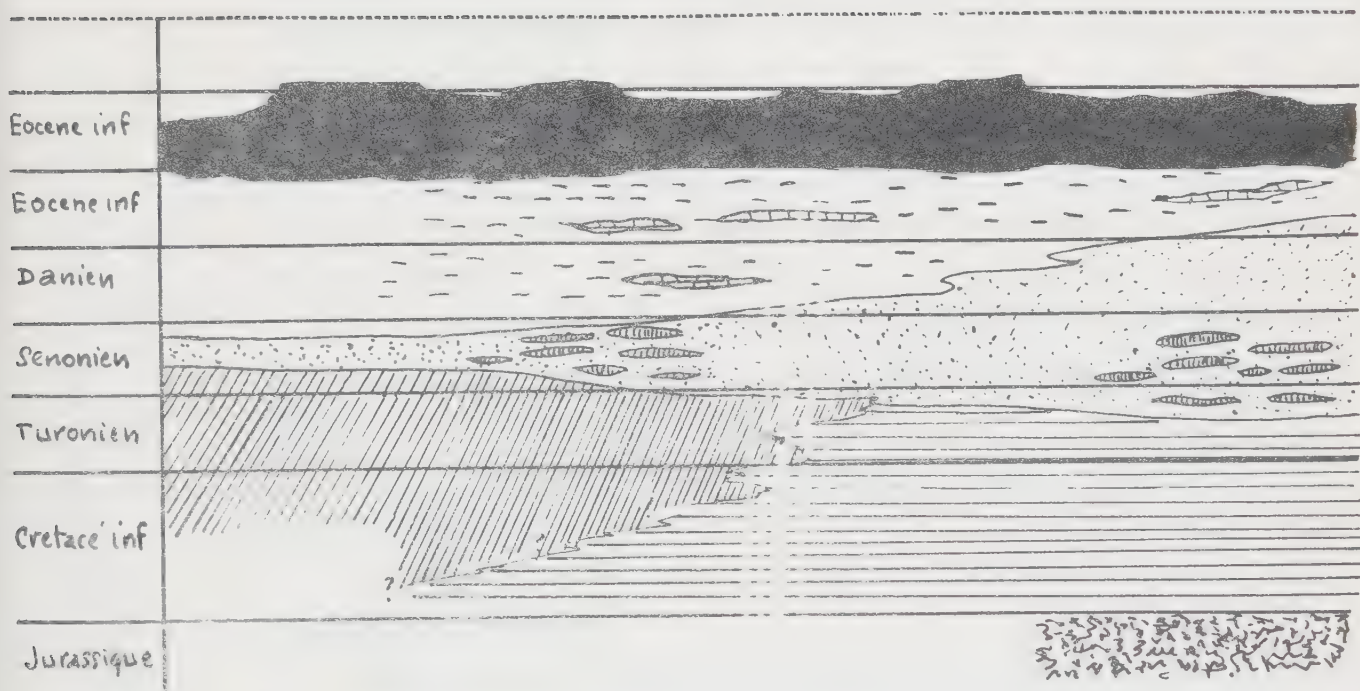
PILOU

MERETRICE

HAUT-DIAHOT

HIENGHENE

S.E



Ophiolites paleogènes (serie volcanique de Thiem + serpentines)



Serie silico-calcaire de la Nehoué == (Phrauites) (calcaires)



Formation des schistes etroches volcaniques de Pilou ou de Hienghene



formation des schistes du Tondo



formation des schistes verts de la Tipindjo



formation des graywackes

Série schisto-argileuse
du Diahot

2. EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE DANS LA ZONE SUD.

a. Evolution verticale.

L'évolution verticale de la sédimentation est en gros la suivante:

- Au Jurassique, sédimentation grossière de type grauwackes.
- Au Crétacé inférieur, sédimentation fine mais apparentée aux grauwackes dans la région de HIENGHENE (formation de la Tipindje). Dans la région DIAHOT-NEHOUE, dépôts de sédiments argileux fins pouvant débiter vers cette époque (formation du Tondo).
- Au crétacé moyen et supérieur, sédimentation argileuse et argilo-gréseuse dans l'ensemble du secteur (formation de Hienghène, partie terminale de la formation du Tondo, formation de Pilou). Présence locale de volcanicité.
- A l'Eocène inférieur (et aussi localement dans une partie du Crétacé supérieur) apparition d'une sédimentation fine essentiellement siliceuse et localement calcaire.
- A l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur, importantes manifestations ophiolitiques.

b. Evolution latérale.

Latéralement on constate des variations importantes de la sédimentation dans un même étage. Ces variations se font selon un sens en gros sud-est nord-ouest, mais dans la région DIAHOT-NEHOUE on observe aussi des variations selon un sens est-ouest.

Ces variations ne s'observent que pour les terrains eo-crétacés.

- variations dans le sens sud-est nord-ouest. (Pl. XIII)

Il est probable que les sédiments fins, quartzeux et feldspathiques de la formation de la Tipindje qui caractérisent la base du crétacé (et peut-être englobent aussi une partie du Jurassique supérieur) sont relayés

au nord-ouest, du moins dans leur partie terminale par les sédiments argileux de la formation du Tondo.

En ce qui concerne la partie sédimentaire argilo-gréseuse du Crétacé supérieur, l'évolution latérale est marquée par un amincissement vers le nord-ouest. Ces sédiments constituent au sud-est, dans la région de HIENGIENE un ensemble puissant (3000m) qui englobe le Crétacé supérieur et moyen & aussi vraisemblablement une partie de la base de l'Eocène inférieur. Au nord-ouest (vallée du DIAHOT, secteur BONDE-MERETRICE) l'ensemble argilo-gréseux, formation de Pilou) est réduit au Sénonien (avec peut-être le Danien). Plus au nord-ouest encore (de PILOU à l'extrémité septentrionale de l'île), cet ensemble devenu très mince (500-400m) ne représente plus qu'une portion du Sénonien.

Cet amincissement vers le nord-ouest de la partie argilo-gréseuse du Crétacé, correspond à une puissance accrue des terrains qui l'encadrent. L'ensemble argileux de la formation du Tondo monte jusque dans le Sénonien à BAABA. Les sédiments fins de la série silico-calcaire de la Néhoué descendent vraisemblablement dans la partie supérieure de ce même étage. Ceci s'accompagne pour cette dernière série d'une évolution vers un type de sédimentation uniquement silico-argileuse très fine (faciès schistes siliceux noirs)

- variations dans le sens ouest - est -

Cette variation de faciès ne s'observe que dans la région DIAHOT-NEHIOUE et ne concerne que la série schisto-argileuse du Diahot, crétacée.

Les sédiments de la partie supérieure de cette série sont en effet plus grossiers (schistes-gréseux et grès) dans la partie ouest de cette région que dans sa partie est. De plus nous avons déjà remarqué que la partie inférieure de la série (formation du Tondo) paraissait absente dans la région de la baie de NEHIOUE.

L'accroissement vers l'ouest du caractère grossier des sédiments de

la formation de Pilou s'accompagnerait, dans la région de la baie de NEHOUE, d'une disparition latérale de la formation du Toné. Cette variation se ferait au profit des faciès de la formation de Pilou qui, ici, descendraient dans le Crétacé moyen et peut être inférieur.

c. Interprétation de l'évolution sédimentologique.

Faisant suite à la sédimentation de type grauwacke, qui caractérise de façon générale l'antécrotacé du territoire, une sédimentation argileuse s'installe au Crétacé moyen, après une phase transitoire de sédimentation fine (formation de la Tipindje). Cette sédimentation devient rapidement assez grossière et parfois volcanique ce qui serait l'indication de l'érection ou de surélévation d'une terre ou d'îles proches. La phase de sédimentation fine, siliceuse et localement calcaire qui lui succède à l'Eocène pourrait s'expliquer par la pénéplanation et la latéritisation de cette ou de ces terres (1). Quant aux venues ophiolitiques elles coïncident avec les premiers mouvements orogéniques.

La plus faible durée au nord-ouest de la phase sédimentaire la plus grossière (Sénonien) s'expliquerait par une érosion retardée dans cette région et moins prononcée des (ou de la) terres alimentatrices et par une pénéplanation plus rapide. L'évolution vers le nord-ouest des faciès de la série silico-calcaire de la Néhoué vers un type uniquement schisteux (disparition des phanites et calcaires, traduirait un éloignement et peut-être un approfondissement.

B. SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE DANS LA ZONE NORD.

La stratigraphie dans cette zone qui est entièrement métamorphique

(1) ou peut-être l'installation d'une végétation forestière.

est très grossière :

- un élément de socle, la série du Bouehndep , d'âge dévono-permien probable.
- Une série discordante sur ce socle, la série des micaschistes de la chaîne du Mont PANIE, d'âge s'étendant du Crétacé inférieur vraisemblablement, à l'Eocène supérieur et peut-être l'Oligocène. La question de terrains Jurassique ou anté-Jurassique reste pendante. On peut cependant penser d'après le type des roches de cette série, que les faciès grauwackes n'existent pas.

Nous avons vu que les sédiments qui sont à l'origine des roches métamorphiques de cette série, étaient sans doute un ensemble argilo-siliceux monotone, entrecoupé de roches volcaniques basiques.

Cette régularité de faciès sur une longue période, implique des conditions peu variées dans l'alimentation en sédiments c'est-à-dire le maintien de cette zone de sédimentation dans des conditions constantes d'éloignement des terres et de profondeur.

C. RELATIONS ENTRE LA ZONE SUD ET LA ZONE NORD. SIGNIFICATION DE CELLES-CI.

Les contacts anormaux qui séparent au nord-ouest et au sud-est les terrains des deux zones rendent difficile l'observation du passage entre celles-ci. Cependant dans le haut DIAHOT il n'y a pas contact anormal et l'on peut voir un passage progressif entre les micaschistes et les schistes noirs du Crétacé.

Il ne paraît pas y avoir de hiatus entre les deux zones, il est donc probable que nous avons un passage progressif des sédiments variés de la zone sud à l'ensemble plus monotone de la zone nord.

Du point de vue paléogéographique on peut ainsi interpréter ces deux zones: la zone nord constituait une fosse géosynclinale séparée des (ou

de la) terres alimentatrices en sédiments par une zone de bordure, qui est la zone sud. La variété de sédimentation de celle-ci s'explique par la proximité des terres émergées. La fosse nord ne se serait individualisée qu'à partir du Crétacé (absence de grauwackes et probablement de terrains anté-crétacés)

Les terres (ou la terre) émergées devaient donc l'être au sud-ouest et à l'ouest. Ceci s'accorde parfaitement avec toutes les observations faites en NOUVELLE-CALEDONIE et qui montrent l'existence des terres alimentatrices en sédiments, au sud-ouest du territoire.

TECTONIQUE

Du point de vue tectonique notre secteur peut se séparer selon les deux mêmes zones sud et nord dont nous venons de voir la signification paléogéographique. Les terrains de la zone sud et ceux de la zone nord sont en effet deux ensembles tectoniquement assez différents et séparés en plusieurs points par des contacts anormaux. Enfin cette séparation se justifie du seul fait que la connaissance de la tectonique dans la zone nord est, du fait de la pauvreté de sa stratigraphie, bien inférieure à celle que nous avons de la zone sud.

A. TECTONIQUE DES TERRAINS DE LA ZONE SUD.

Nous l'examinerons d'abord séparément dans les deux régions DIAHOT-NEHOUE et de HIENGHIENE.

1. REGION DIAHOT-NEHOUE.

Les terrains de cette région sont plissés et écaillés. Les plis sont

étroits et allongés, leurs flancs sont isoclinaux. Ils sont allongés de façon générale selon une direction nord-ouest sud-est. Cette disposition est compliquée par deux importantes inflexions. L'inflexion en Z d'ARAMA, qui prend en écharpe tous les terrains de l'étroite péninsule entre la baie de NEHOUE et ARAMA, l'inflexion en genou d'OUEGOA. Cette dernière amène la formation de la zone sud en cet endroit à former un rentrant dans celles de la zone nord.

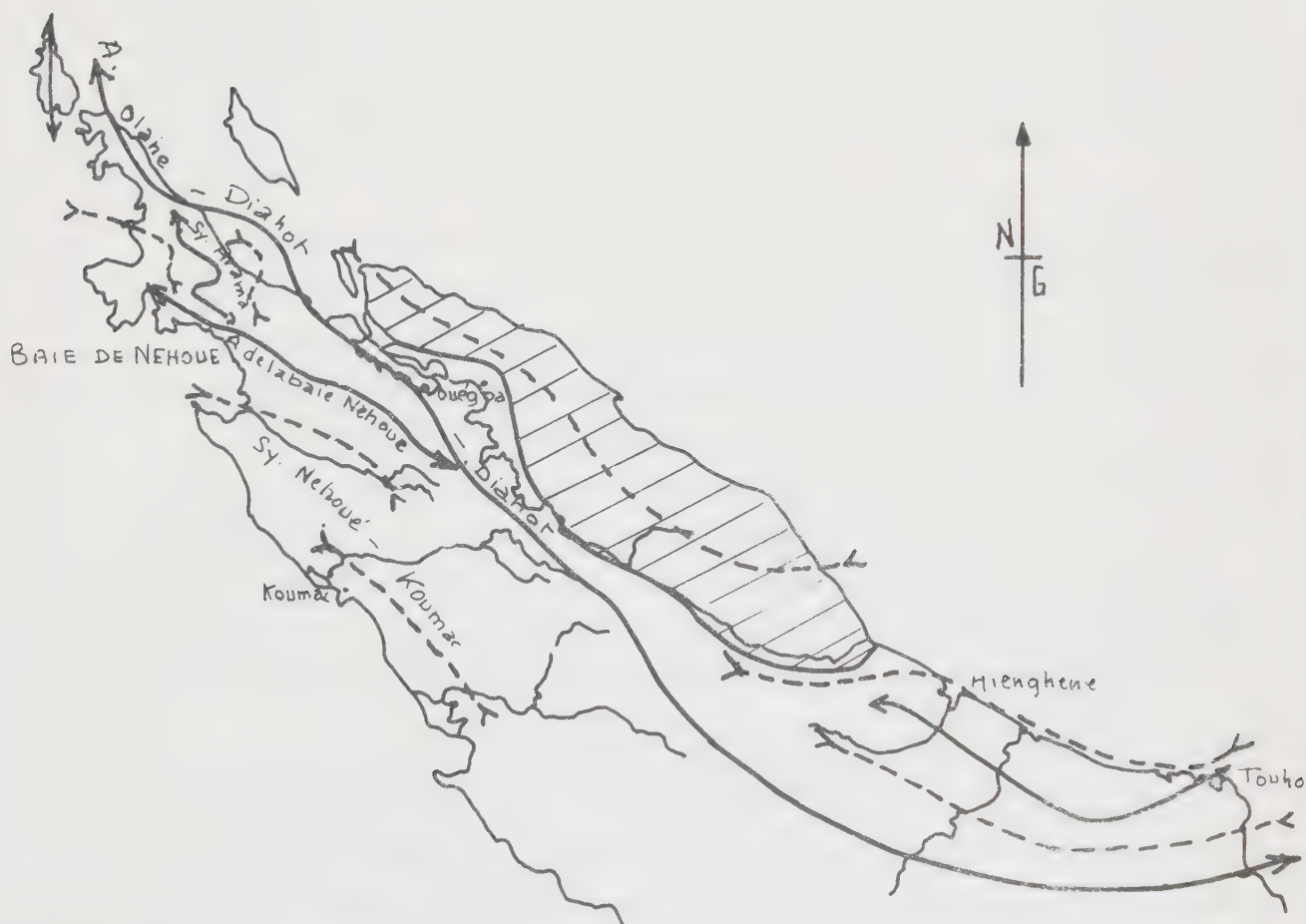
Les plis sont verticaux dans toute la partie ouest, sud-ouest et sud de la région. Dans la partie nord-est, c'est-à-dire, dans le bassin du bas DIAHOT, ils sont inclinés vers le nord-est (autrement dit le pendage des terrains est sud-ouest). Ce déversement vers le nord-est s'accroît à l'approche du cours du DIAHOT. En certains points de la vallée de ce fleuve (DILAH et OUEGOA) les terrains atteignent même l'horizontalité. Dans la région d'OUEGOA (BALANGHAM) cette horizontalité correspond au coeur du rentrant en coin des terrains de la zone sud dans ceux de la zone nord.

La structure peut se résumer en gros ainsi: (Pl. XXIII)

- Une zone anticlinale importante est allongée selon la vallée du DIAHOT, s'ennoie sous les eaux de la baie d'HARCOURT et réapparaît à l'extrême pointe septentrionale de l'île. Je l'appellerai anticlinorium DIAHOT-OLANE.
- Une seconde zone anticlinale est située au sud-ouest de la première en bordure nord de la baie de NEHOUE. Je l'appellerai anticlinorium de la baie de NEHOUE. Il se prolonge à l'est par une plus étroite zone anticlinale qui se raccorde à l'anticlinorium DIAHOT-OLANE dans la région du col du CREVE-COEUR. Un autre diverticule le raccorde, en suivant l'inflexion d'ARAMA l'anticlinorium DIAHOT-OLANE dans la région d'OLANE.
- Entre ces deux zones anticlinales principales s'ouvre le synclinorium d'ARAMA.
- Au sud-ouest, dans le bassin de la NEHOUE, apparaît une grande zone synclinale, le synclinorium NEHOUE-KOUMAC.

Ces zones anticlinales et synclinales se subdivisent en anticlinaux et

GRANDES LIGNES STRUCTURALES DU SECTEUR ETUDIÉ



A. ——— Axe d'anticlinorium
 Sy. - - - - - Axe de synclinalorium

 Zone Nord.

Echelle approximative : 1/850 000

et synclinaux élémentaires.

2. REGION D'HIENGHENE

Le style de plissement de cette région diffère assez de celui de la région DIAHOT-NEHOUE. Les plis ne sont plus isoclinaux et ils apparaissent de plus grande ampleur.

La direction des terrains est ici est-ouest. On ne note pas d'inflexions aussi accentuées que dans la région précédente mais deux arcs: un arc convexe vers le nord-est entre la vallée de la TANGHENE et de la TIPINDJE, auquel succède un arc concave vers le nord-est entre TIPINDJE et TOUHO.

On peut schématiser les pendages, variés de ces terrains de la manière suivante: la région peut se diviser en trois bandes allongées parallèlement à la direction des terrains c'est-à-dire est-ouest:

- une bande côtière étroite entre HIENGHENE et TOUHO, à pendage nord faible ($10 - 40^\circ$) ou à terrains horizontaux.
- une bande sub-côtière, au sud de la précédente, à terrains horizontaux ou sub-horizontaux avec directions de pendages variées,
- une bande intérieure formant tout le reste de la région, à pendages sud. Ces pendages encore peu prononcés dans la zone voisine de la bande côtière ($20 - 40^\circ$) deviennent rapidement plus forts vers le sud ($50 - 70^\circ$).

Les terrains de cette région sont donc en gros disposés selon un anticlinal de structure, au flanc sud plus incliné que le flanc nord.

En fait, stratigraphiquement, la zone anticlinale a son axe un peu au sud de la région de HIENGHENE, qui apparaît correspondre au flanc nord d'un grand anticlinorium. Du fait de la structure qui vient d'être décrite il apparaît que sur ce flanc, la disposition des terrains est renversée dans la bande intérieure (pendage sud - terrains les plus anciens vers le

sud) et normale dans la zone côtière (pendage nord - terrains les plus anciens vers le sud). Une telle disposition oblige pour expliquer la coupe, à admettre, entre l'axe anticlinal principal et la côte, un anticlinal (séparé évidemment de l'axe principal par un synclinal) qui correspond justement à l'anticlinal observé d'après les structures. (Pl. XIII).

Dans la région bordant la côte la structure se complique de chevauchements des terrains les plus au sud sur les plus au nord.. Ainsi la série du Diahot (formation de Hienghene) chevauche l'Eocène (formation de Maïna), qui est lui-même chevauchant à l'ouest sur l'Eocène métamorphique.

B. TECTONIQUE DES TERRAINS DE LA ZONE NORD.

Les terrains de la zone nord dessinent un arc dirigé nord-ouest sud-est. Cet arc est accidenté par des inflexions dont la plus importante apparaît dans la région au nord d'OUEGO. Cette inflexion est complexe et se trouve influencée par la présence de plusieurs chevauchements.

Les pendages, dans l'ensemble dirigés vers le sud-ouest et assez forts, changent de sens en bordure de la côte est entre la rivière AMOSS et le cap COLNETT et se font vers le nord-est.

Cette région apparaît donc comme un anticlinal structural dont la partie axiale serait située en bordure de la côte est. L'image reste très générale car dans le détail les pendages et directions varient très rapidement entre des points souvent rapprochés, indiquant une tectonique très complexe riche en micro-inflexions et plissements de quelques dizaines de mètres d'amplitude.

La structure de détail en fonction de la stratigraphie ne peut être réellement débrouillée étant donné la faiblesse de notre connaissance stratigraphique de cette zone. Les régions d'affleurement de la série du Bouehndep qui représentent le socle peuvent être regardées comme des zones

anticlinales, mais encore n'est-il pas sur que ce ne sont pas des copeaux arrachés au substratum.

Cependant on peut remarquer que la partie axiale de l'anticlinal de structure correspond à des formations qui appartiennent au moins en partie à l'Eocène. Les calcaires à Globigerina et Globorotalia de TAOS correspondent à peu près à la partie axiale de l'anticlinal de structure qui s'ennoierait ici sous le Pacifique. Par ailleurs, dans la région du haut DIAHOT, les micaschistes de la zone nord passent progressivement aux schistes noirs crétacés. Ceci se situe en bordure sud-ouest de la zone, sur ce qui devait être l'amorce d'une zone synclinale (flanc sud-ouest de l'anticlinal de structure). En conclusion il apparaît que cet anticlinal structural correspond vraisemblablement du point de vue stratigraphique à une zone synclinale. La zone aurait donc une structure de synclinorium en forme de blague à tabac.

C. LES CHEVAUCHEMENTS -- RELATIONS TECTONIQUES ENTRE LA ZONE NORD ET LA ZONE SUD

A l'intérieur des zones nord et sud un certain nombre d'accidents dans les structures peuvent être interprétés comme la conséquence de chevauchements ou de plis-failles. Dans la zone sud c'est le cas de la région du col ARAMA où l'inflexion en Z des terrains s'arrête brutalement. Il semble en cette région que cette inflexion traduise un chevauchement vers l'est des terrains situés à l'ouest du col d'ARAMA. Dans la zone nord ce serait aussi le cas de l'inflexion col d'AMOSS-QUEGOA qui pourrait être due à un phénomène identique et de même sens. Enfin les chevauchements multiples du Crétacé sur la formation de Maina et de cette formation sur l'Eocène métamorphique qui apparaissent le long de la côte est dans la région de HIENGHENE ont été déjà décrits.

Mais par ailleurs nous avons déjà dit que, vers les extrémités nord-

ouest et sud-est de la chaîne du mont Panié, existaient des contacts anormaux séparant la zone nord de la zone sud. Ces contacts apparaissent dus à des chevauchements, ce sont le chevauchement d'OUEGOA et le chevauchement du TON-NON.

- Chevauchement d' OUEGOA (cf.coupe 7)

Il peut être déduit des faits suivants:

- présence d'un contact anormal entre les micaschistes et glaucophanites de la zone nord et les schistes satinés et diabases glaucophaniques de la zone sud. Le passage entre ces deux zones est brutal et apparaît jalonné par une zone tectoniquement mouvementée et injectée de serpentines et talcschistes (OUEGOA - ancienne gendarmerie),
- allure d'enfoncement en coin des terrains de la zone sud dans ceux de la zone nord,
- présence d'une tectonique extrêmement complexe avec terrains horizontaux fréquents au coeur de ce "coin", et dans la région proche du contact (route entre le Diahot et l'ancienne gendarmerie),
- discordance angulaire des directions des terrains de part et d'autre du contact anormal.

Ce sont les terrains de la zone sud qui apparaissent chevauchant vers le nord-est, sur ceux de la zone nord. Ce chevauchement semble se poursuivre plus à l'ouest (terrains horizontaux de DILAH et discordance angulaire entre les deux zones de part et d'autre du DIAHOT), et plus à l'est (sill serpentineux SAINT-ANDRE - YALLEIN, marquant vraisemblablement une zone de décollement).

- Chevauchement du TON-NON.

Il est déduit des faits suivants:

- présence d'un contact anormal entre les séricitoschistes et diabases glaucophaniques du massif du TON-NON et les micaschistes de la zone externe,
- horizontalité ou très faible pendage des formations dans la région du

contact (baie de OUAÏEME).

- proximité d'une série de chevauchements apparaissant un peu au sud-est dans la région de la baie de HIENGHIENE et dirigés vers le nord-ouest.

Le chevauchement du TON-NON se ferait identiquement de sud-est en nord-ouest, les terrains de la zone sud recouvrant ceux de la zone nord.

D. LES FAILLES.

Les failles apparaissent dans l'ensemble peu nombreuses dans les terrains de notre secteur. Ceci semble être dû autant à la souplesse de ces terrains qu'à la difficulté de repérer et suivre des failles dans des schistes.

Il apparait néanmoins des zones plus particulièrement faillées. Ce sont les secteurs NENGANU - col d' ARAMA dans la région DIAHOT-NEHIOUE et le secteur THIEM-TOUHO dans la région de HIENGHIENE. Ce dernier a été levé par A. WANTIEZ et je ne le cite que pour mémoire.

Les failles se rangent très généralement en deux systèmes:

- un système nord-ouest - sud-est qui, dans la région DIAHOT-NEHIOUE est sub-concordant.
- un système nord-sud qui recoupe et décroche fréquemment le premier indiquant par là qu'il lui est postérieur.

On note exceptionnellement des failles nord-est - sud-ouest (col d' ARAMA - FERN HILL).

De façon très générale les accidents sont injectés de serpentine. Rappelons que cette injection s'est vraisemblablement effectuée à l'état solide, par un phénomène analogue aux injections diapyriques.

E. VUE SCHEMATIQUE DE LA TECTONIQUE D' ENSEMBLE DU SECTEUR.

Les grands traits d'ensemble peuvent se schématiser ainsi. La zone nord (formant la chaîne du mont Panié) correspond à un vaste synclinalorium en forme de blague à tabac. La zone sud est marquée par la présence d'un vaste anticlinalorium. L'axe de celui-ci dans la région de HIENGHIENE, se situe vers l'intérieur du territoire et est éloigné de la zone nord. Dans la région DIAMOT-NEHOUE il se rapproche de cette zone contre laquelle il vient s'accoler.

Les deux zones sont séparées par des contacts anormaux, vers les extrémités nord-ouest et sud-est de la chaîne. Ces contacts anormaux sont dus au chevauchement des terrains de la zone sud sur ceux de la zone nord. Ce chevauchement s'effectue vers le nord-est dans la région d'OUEGOA et vers le nord-ouest dans la région du TON-NON.

- 3 -

LE METAMORPHISME.

GENERALITES.

Les formations métamorphiques de cette région ont été décrites par A. LACROIX (1942), P. ROUTHIER (1953), A. ARNOULD (1958), A. LACROIX a montré que les glaucophanites dérivait de roches volcaniques basiques. Il a mis en évidence l'existence de trois stades de transformation: stade dolérite à pumpellyite, (" type vert "), stade dolérite à lawsonite et glaucophane (" type bleu "), stade glaucophanite à épidote. P. ROUTHIER puis A. ARNOULD ont montré, l'un pour la région du bas DIANOT, l'autre à l'est de cette région, l'existence de zones correspondant à ces différentes paragenèses. P. ROUTHIER a en particulier défini un " front des glaucophanites " qui représente la limite supérieure de stabilité du glaucophane. A. ARNOULD a abondamment décrit les formations métamorphiques. Il conclut à la présence de deux phases métamorphiques: l'une de métamorphisme " greenschist, monté lentement dans la colonne sédimentaire ", l'autre " métamorphisme schiste à glaucophane " lié à des conditions physiques particulières (de " stress ") se superposant au précédent et

en partie synchrone des premières phases de plissement à l'Eocène moyen(1)

Dans ce chapitre je ne reviendrai pas sur la description des faciès métamorphiques déjà faite à propos de l'étude des formations. Nous entreprendrons donc directement l'étude de la zonéographie et des caractères généraux du métamorphisme. Cette étude nous amènera à des conclusions entièrement nouvelles sur l'origine du métamorphisme.

A. ZONEOGRAPHIE.

1. ZONEOGRAPHIE DANS LES ROCHES BASIQUES ORTHO.

L'établissement de cette zonéographie découle des travaux de A. LACROIX. Elle a été cartographiquement établie par P. ROUTHIER et A. ARNOULD. Nos levés ne font que modifier en certains endroits les limites entre les zones. J'en dirai seulement rapidement les grandes lignes:

Trois zones ou subzones de métamorphisme croissant sont établies selon les domaines de stabilité des minéraux suivants:

- subzone à pumpellyite,
- subzone à lawsonite et glaucophane,
- subzone à épidote et glaucophane.

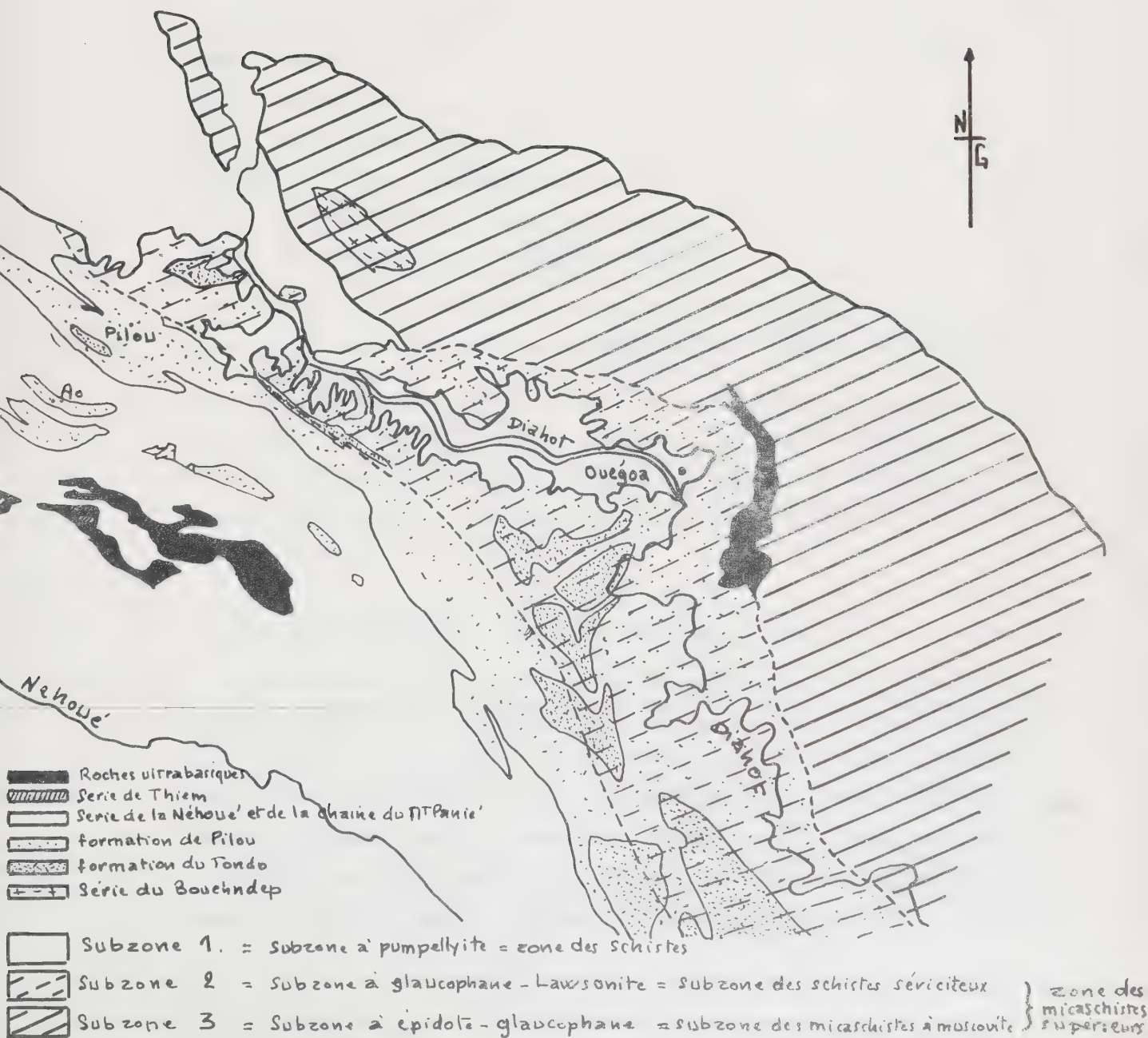
Le passage d'un faciès à l'autre est très rapide et permet, pour peu que les roches basiques soient suffisamment abondantes, de délimiter cartographiquement des zones d'après les faciès (Ex. la région de la vallée du DIAHOT).

a. Répartition des zones. (Pl. XXIV)

La subzone à pumpellyite correspond:

(1) P. ROUTHIER et A. ARNOULD pensent en effet que l'orogénie principale oligocène a été précédée par des mouvements à l'Eocène moyen qui ont amené l'érection de " rides " et les épanchements basaltiques et ultrabasiques.

SITUATION DES ZONES D'ISOMÉTAMORPHISME DANS LE BASSIN DU DIAHOT



- dans la région DIAHOT-NEHOUE, aux roches basiques situées au sud-ouest d'une ligne nord-ouest sud-est passant par ARAMA, marais de rive gauche du DIAHOT, crête du TONDO, rivière HELLA (sud de BONDE),
- dans la région de HIENGIENE, grossièrement au sud d'une ligne parallèle à la vallée de la TANGHIENE.

La subzone à lawsonite-glaucophane correspond:

- dans la région DIAHOT-NEHOUE, au nord-est de la limite nord de la subzone à pumpellyite entre cette ligne et le contact série du Diahot série des micaschistes de la chaîne, du mont Panié.
- dans la région de HIENGIENE, au nord de la limite avec la subzone à pumpellyite entre la TANGHIENE et le contact avec la série des micaschistes de la chaîne. Elle apparaît aussi en un mince lambeau sur la côte Est de la chaîne (région OUBATCHE - YAMBE).

La subzone à épidote - glaucophane correspond à l'ensemble de la zone nord et se situe donc au nord-est et au nord des précédentes.

En conclusion les subzones que l'on peut tracer d'après les paragenèses dans les roches basiques se disposent en bandes parallèles arquées et incurvées vers le nord-est. Elles représentent des stades de métamorphisme croissant vers le coeur de l'arc (zone à épidote - glaucophane) c'est-à-dire vers le nord-est.

b. Remarques à propos de la présence de pumpellyite.

Contrairement à ce qu'il semble ressortir des écrits de A. LACROIX et de P. ROUTHIER, la pumpellyite n'est pas un minéral très constant dans la subzone qui porte son nom. De nombreuses études en lames minces de roches basiques m'ont montré que la transformation normale du plagioclase dans cette subzone est une saussuritisation. La pumpellyite n'apparaît que de manière sporadique associée parfois à des roches saussuritisées. Son apparition est cependant suffisamment régulière pour justifier le maintien

de l'appellation de cette zone.

c. "Résidus".

Des résidus apparaissent dans les roches basiques à lawsonite et glaucophane du massif du TON-NON. La transformation de la roche est incomplète et il subsiste d'importantes parties saussuritiques, alors que dans la région DIAHOT-NEHOUE la saussurite a normalement disparu dans la zone à lawsonite - glaucophane.

2. ZONEOGRAPHIE DANS LES ROCHES DE LA SEQUENCE PELITIQUE.

a. Zonéographie d'après les domaines de stabilité des glaucophane - épidote - lawsonite...

Les roches de la séquence pélitique (schistes, séricitoschistes, micaschistes) contiennent assez fréquemment les minéraux qui apparaissent dans la transformation métamorphique des faciès basiques ortho (pumpellyite exceptée): lawsonite, glaucophane, épidoté. Il est alors possible de les ranger zonéographiquement selon les mêmes critères que les roches basiques. On obtient une zonéographie correspondante. Cependant l'apparition de ces faciès est irrégulière et conditionnée semble-t-il par l'existence proche des faciès ortho. On peut donc préciser la zonéographie reposant sur les associations lawsonite - glaucophane ou épidotes-glaucophane, mais on ne peut faire une zonéographie générale dans la séquence pélitique.

b. Zonéographie établie d'après un faciès type de la séquence pélitique.

Elle a l'avantage d'être plus générale dans la séquence pélitique mais l'inconvénient de reposer sur le degré de cristallisation du quartz et des phyllites qui est assez variable suivant la plus ou moins grande richesse de la roche initiale en quartz et en alumine. On arrive néanmoins

à distinguer trois zones ou, plus exactement, deux zones dont l'une peut être divisée en deux subzones.

- la zone des schistes: il n'y a pas de nette cristallisation des phyllites et du quartz mais seulement apparition de la schistosité.

- la zone des micaschistes supérieurs (zonéographie J. JUNG et M. ROQUES 1936) qui peut être divisée en deux subzones:

- subzone des séricitoschistes: la séricite néoformée devient très abondante, le quartz recristallise en cristaux étirés dans le sens de la schistosité. Au microscope la roche s'éclaire. Elle reste toutefois macroscopiquement peu cristalline et se reconnaît surtout à l'aspect lustré de ses plans de schistosité.

- subzone des micaschistes à muscovite: net développement de la muscovite. Quartz bien recristallisé en larges cristaux. Macroscopiquement la roche a un aspect plus cristallin que les séricitoschistes, les paillettes de muscovite (1) se voient à l'oeil nu, les lits quartzeux sont plus nets, plus limpides, plus importants aussi.

Toutefois les zones ainsi caractérisées ont des limites floues, sensibles aux variations de faciès de la séquence initiale. Ainsi une roche très fine aura très vite un aspect satiné, alors que dans la même zone une roche argilo-gréseuse paraîtra encore peu métamorphique.

La répartition des zones observées selon ce critère est la suivante (2)

- la zone des schistes correspond sensiblement au domaine de la pumpellyite dans les roches basiques ortho.

- la subzone des séricitoschistes s'identifie à la subzone à lawsonite et glaucophane.

- la subzone des micaschistes à muscovite correspond au domaine de l'association épidote-glaucophane.

c. Cas des autres roches para.

Les autres roches sédimentaires, grès ,calcaires, phanites ne se

(1) L'existence de stilpnomélane est aussi à noter. Cependant sa présence reste exceptionnelle.

(2) Planche XLIV

prêtent pas aussi bien aux transformations métamorphiques. Elles constituent au moins partiellement des résidus. C'est le cas par exemple des calcaires de TAO situés au coeur de micaschistes, c'est-à-dire de la zone la plus profondément métamorphique du secteur, décrits par A. ARNCULD (1953). Ils contiennent encore des parties non recristallisées avec une micro-faune alors que d'autres sont très cristallines.

3. CORRESPONDANCE ENTRE LES ZONEOGRAPHIES - UNITÉ DU MÉTAMORPHISME.

a. Correspondance.

Il peut paraître critiquable d'associer ainsi des zonéographies reposant l'une sur des équilibres de minéraux, l'autre sur des considérations de cristallinité des roches. On doit toutefois remarquer que le passage des schistes au séricitoschistes et des séricitoschistes au mica-schistes correspond sans doute à un changement dans les minéraux phylliteux. Il est en effet fort probable que le minéral à aspect de séricite des séricitoschistes est une phyllite qui doit se différencier aussi bien des minéraux argileux que de la muscovite. Une telle étude n'est seulement possible qu'aux rayons X et je n'ai pas malheureusement pu l'entreprendre.

On observe une nette correspondance d'ensemble entre ces types de zonéographie. Il est toutefois vain de chercher à la préciser dans le détail. Les limites entre les zones définies par un faciès de la séquence pélitique sont floues, celles définies par l'apparition ou la disparition de la pumpellyite, du glaucophane, de la lawsonite et des épidotes sont nettes pour peu que la densité des roches ortho soit suffisante. Il est donc inutile de chercher à faire correspondre étroitement les limites entre ces zones établies selon des critères différents.

Ces réserves étant faites on peut énoncer les correspondances

DOMAINES DE STABILITÉ DE MINÉRAUX
PAR RAPPORT AUX DIFFÉRENTES SUBZONES D'ISOMETAMORPHISME
DANS L'ARC MÉTAMORPHIQUE SEPTENTRIONAL DE LA N^UE CALEDONIE

		schistes	sericito- -schistes	mica- -schistes
		1	2	3
roches basiques et ultra-basiques	albite			
	pumpellyite			
	lawsonite			
	epidotes	---	---	
	glaucophane	---		
	actinote		---	
	chlorite			
	grenat			
	talc			
	muscovite			
	antigorite			---
séquence pélitique	chlorite			
	séricite	---	---	---
	muscovite			
	stilpnomélane		---	
	glaucophane			
	grenat			
	lawsonite			
	epidotes		---	
	albite			
	quartz			

dans le tableau ci-dessous:

	Roches basiques ortho	Séquence pélitique	
Subzone 1	Subzone à pumpellyite	Zone des schistes	
Subzone 2	Subzone à lawsonite-glaucophane (1)	Subzone des schistes sériciteux	Zone des mica-schistes supérieurs
Subzone 3	Subzone à épidote-glaucophane (1)	Subzone des micaschistes à muscovite	

b. Unité du métamorphisme.

Une telle coïncidence entre les zones établies selon des critères différents est évocatrice de l'existence d'un seul métamorphisme et non de deux phases séparées l'une de type banal et l'autre de type glaucophanique (2). L'observation de la disposition structurale des minéraux apporte la confirmation de cette unité dans le métamorphisme.

D'une façon générale dans les séricitoschistes et micaschistes les minéraux aciculaires comme le glaucophane sont allongés parallèlement à la direction générale de schistosité du fond de la roche. Le fait que souvent ils déplacent les autres minéraux de la roche (quartz, micas) est simplement dû à leur grande force de cristallisation. Cependant on doit noter quelques cas où le glaucophane se développe obliquement par rapport à la schistosité. Ces cas restent aberrants et peuvent s'expliquer dans

(1) Peuvent être repérées dans la séquence pélitique lorsqu'il s'y développe du glaucophane, de la lawsonite ou de l'épidote.

(2) A. ARNOULD (1958) pense quant à lui que ces phases sont séparées. Cette proposition s'appuie sur le fait que le glaucophane est un minéral "stress" ayant nécessité des conditions physiques spéciales, qui auraient été obtenues lors des premières orogéniques.

l'hypothèse concernant la genèse du métamorphisme proposée à la fin de ce chapitre.

Les directions de tension ont donc été généralement les mêmes pour la cristallisation des minéraux de métamorphisme banal (quartz - phyllites) comme pour le glaucophane.

4. ROCHES ULTRA-BASIQUES.

La serpentinisation intense des roches ultrabasiques se fait dès la subzone.1. Dans la subzone 3, il s'y ajoute des transformations localement plus poussées qui relèvent aussi d'un certain processus d'échange avec les micaschistes encaissants. Les filons serpentiniteux sont accompagnés de talcschistes. Dans ces talcschistes se développent fréquemment de l'actinote en grands cristaux. On y observe aussi parfois des vermiculites. Le développement de ces minéraux peut être considéré comme caractéristique de la subzone des micaschistes.

5. FACIES ALBITIQUES.

Nous les avons déjà étudiés et conclu qu'une métasomatose sodique tardive est à leur origine.

Ils apparaissent essentiellement dans la subzone 3, mais on les rencontre aussi dans les subzones 2 et même 1. L'albite est normalement stable dans ces zones.

Ce sont des ectinites métasomatiques (1) qui ne modifient pas la succession zonéographique.

L'albite se développe postérieurement aux autres minéraux.

(1) Zonéographie J. JUNG et M. ROQUES (1936)

6. FACIES ABERRANTS.

Il existe aussi des cas très localisés où les minéraux que l'on observe ne correspondent pas à la zone dans laquelle sont placées les roches qui les contiennent. Par exemple: schiste à lawsonite au col du CREVE-COEUR (subzone 1 à pumpellyite), schistes sériciteux très glaucophaniques de KOE (TOUHO) eux aussi dans la subzone 1, chloritoschiste à biotite de la mine BALADE (1) dans la subzone 3. Généralement ces cas exceptionnels sont situés dans des zones riches en accidents tectoniques (failles, chevauchements).

7. RETROMORPHOSES.

La très fréquente chloritisation des grenats dans la zone 3 peut être comprise comme un phénomène de rétro-morphose. Mais il est inutile de faire intervenir une seconde phase métamorphique pour l'expliquer. Cette chloritisation qui est vraisemblablement due à un bref séjour des faciès de la subzone 3 dans des conditions plus épi (subzone 2 ou 1), peut s'expliquer par un relâchement et une baisse progressifs des contraintes et des températures.

Par ailleurs, on remarque dans les leptynites de la série du Bouehndep une chlorite brun-verdâtre qui semble nettement provenir de la transformation d'une biotite. Comme on ne remarque pas de chlorite paraissant dériver de biotite dans les micaschistes encaissants qui sont situés dans la même zone, on peut penser ici que la série du Bouehndep était initialement métamorphique et placée dans une zone plus profonde (zone à biotite).

Cette possible rétro-morphose d'une série antérieurement métamorphique s'allie avec une remarquable richesse en albite des leptynites et aussi

(1) Ce dernier cas est très particulier, la biotite en grandes lames poecilolitiques est développée de façon anarchique sur une trame de chloritoschiste.

des micaschistes de la zone 3 en général. Il est assez troublant de rapprocher ces faits des observations de R. MICHEL (1953) qui a émis l'hypothèse que la métasomatose sodique pourrait avoir son origine dans la reprise d'un "vieux matériel migmatique" par un métamorphisme moins profond.

B. ORIGINE DU METAMORPHISME DANS L'ARC SEPTENTRIONAL DE LA NOUVELLE CALEDONIE.

1. CARACTERES GENERAUX DU METAMORPHISME DANS L'ARC SEPTENTRIONAL.

a. Unité du métamorphisme.

Nous venons de voir que les faciès métamorphiques de notre secteur étaient dus, sauf peut-être en ce qui concerne la série du Bouehndep qui a pu subir une phase antérieure, à une phase unique de métamorphisme qui est à l'origine aussi bien des faciès banaux que des faciès plus particuliers glaucophaniques.

b. Postériorité du métamorphisme par rapport aux plissements.

Les formations étaient déjà plissées lorsqu'elles ont été transformées par le métamorphisme, c'est ce que montrent les observations suivantes :

- la position des différentes subzones d'isométamorphisme est indépendante de la stratigraphie. Une même formation peut être très différemment atteinte par le métamorphisme en deux lieux très proches l'un de l'autre (1). La variation de l'intensité du métamorphisme s'est faite latéralement par rapport aux niveaux stratigraphiques.

- Les subzones d'isométamorphisme s'étendent sur des terrains plissés sans que les plis n'apportent de modification dans leur ordre de succession. A l'intérieur de chaque subzone aucun anticlinal n'amène à jour des terrains plus métamorphiques, ni aucun synclinal des terrains moins

(1) ex. La formation de Filou, peu métamorphisée à FILOU (diabase à pumpellyite et saussurite), l'est beaucoup plus à DILAH (3km au nord-est) séricito-schistes diabases à glaucophane et lawsonite.

métamorphiques. Le métamorphisme reste le même quels que soient les plis. Les limites de ces zones peuvent être grossièrement assimilées à des surfaces cylindroïdes verticales. Ces surfaces sont en gros dirigées selon la direction des plis.

c. Subhorizontalité des contraintes ayant entraîné la schistosité.

Le métamorphisme s'est effectué sur des terrains qui étaient plissés pour la plupart verticaux ou subverticaux. La schistosité y apparaît généralement concordante avec la stratification, donc subverticale elle aussi, ce qui impliquerait que les tensions qui l'ont provoquée devaient être de sens subhorizontal.

2. EXPLICATION DE L'ORIGINE DU METAMORPHISME.

a. Première hypothèse: le métamorphisme est dû à la charge d'une puissante couverture de terrains.

Cette hypothèse ne s'applique pas au cas qui nous intéresse. En effet une puissante couverture aurait développé des efforts de pression verticaux ce qui est en contradiction avec les observations qui nous ont amené à penser que ces efforts étaient au contraire dirigés selon un sens subhorizontal.

Par ailleurs l'existence passée d'une telle couverture semble improbable, si l'on tient compte des faits suivants:

La zone nord qui correspond à la subzone 3, contient des terrains éocènes métamorphiques. Ces terrains auraient dû être surmontés d'une série sédimentaire éocène et postéocène dont l'épaisseur serait sans commune mesure avec celle que l'on observe dans le territoire.

Quant à une énorme couverture de roches basiques (volcanisme paléogène) et ultrabasique (hypothèse A. ARNOULD) il faut admettre qu'elle a été entièrement érodée car on n'en retrouve aucun lambeau. (Ou si l'on admet que les glaucophanites sont des lambeaux de roches basiques, et que les filons de serpentines et talcschistes des lambeaux de la couverture ultrabasique que la partie non ou moins métamorphique a disparu). Ceci paraît étonnant.

lorsque l'on observe que des masses de ces roches existent toujours le long de la côte Ouest de l'île (et n'ont pas produit de métamorphisme dans les autres terrains qui sont à leur contact).

b. Deuxième hypothèse: le métamorphisme s'est produit grâce aux contraintes développées par l'orogénie, c'est un métamorphisme de plissements.

C'est l'hypothèse que je proposerai. Elle permet d'expliquer l'ensemble des faits observés.

- Schéma du processus ayant amené les conditions physiques nécessaires au métamorphisme. (Pl. XXVI)

Bien que ce genre de reconstitution soit d'un décourageant simplisme je vais essayer de schématiser le processus orogénique qui aurait pu amener un tel métamorphisme. Un tel schéma s'appuie sur les observations et interprétations relatives aux chapitres stratigraphie et tectonique.

On peut concevoir deux zones de sédimentations (zone sud et nord) comme deux fosses. La fosse nord qui était la plus profonde et la plus éloignée des terres, la fosse sud qui constituait la bordure de cette ou ces régions émergées et les séparait de la fosse nord.

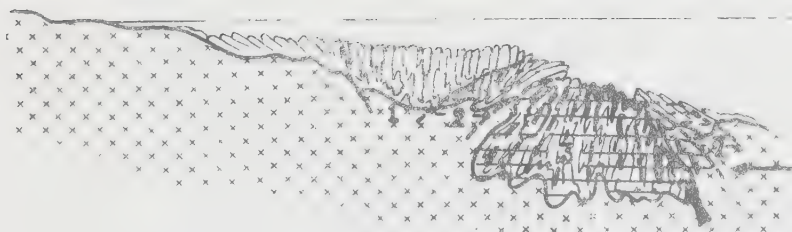
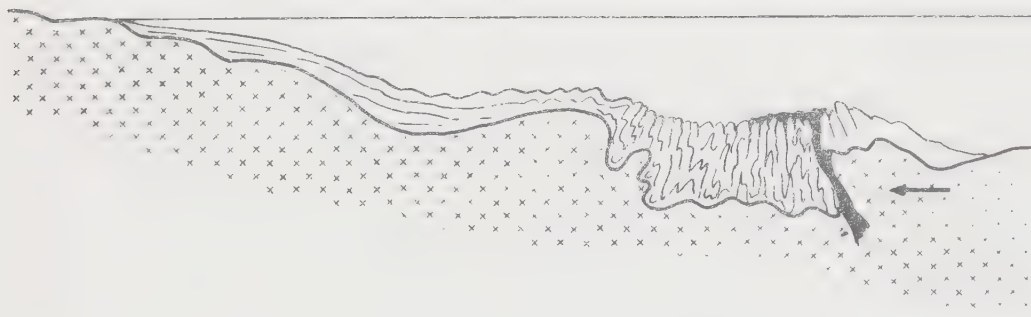
Entre l'Eocène inférieur et l'Oligocène (moyen ou supérieur) une poussée latérale resserre la fosse nord (avec accompagnement de la phase majeure de venues ophiolitiques). L'avant pays n'est pas encore intensément plissé.

A l'Oligocène supérieur le serrage devient intense dans la fosse externe qui se replie en forme de blague à tabac. Les contraintes sont très fortes, la température (degré géothermique plus température résultant des pressions et frottements) est suffisamment forte pour réaliser avec la pression les conditions du métamorphisme de la subzone 3. Les terrains sont alors plissés avec une structure comparable à celle existant de nos jours. La poussée se transmet aussi à l'avant-pays qui se plisse lui aussi de

SCHEMA HYPOTHETIQUE
DE LA GENESE DU METAMORPHISME EN RELATION
AVEC LES PLISSEMENTS
DANS L'ARC METAMORPHIQUE SEPTENTRIONAL DE LA N^{lle} CALEDONIE

Fosse sud

Fosse nord



façon serrée. Ces contraintes et des températures suffisantes y naissent pour qu'un métamorphisme plus faible (subzones 2 et 1) s'y produise. Le gradient de métamorphisme décroissant est dirigé dans le sens des contraintes et températures décroissantes.

La phase finale de l'orogénie amène l'exondation par soulèvement vertical en bloc, les contraintes se relâchent et peut-être vers cette époque se fait la métasomatose sodique qui est à l'origine des faciès albitiques.

-- Confrontation de l'hypothèse d'un métamorphisme de plissements avec les caractères remarquables du métamorphisme.

Cette hypothèse qui est amenée par l'observation d'un métamorphisme surimposé sur des terrains déjà plissés et s'étant produit sous des pressions dirigées horizontalement, s'accorde avec les autres particularités du métamorphisme de notre secteur.

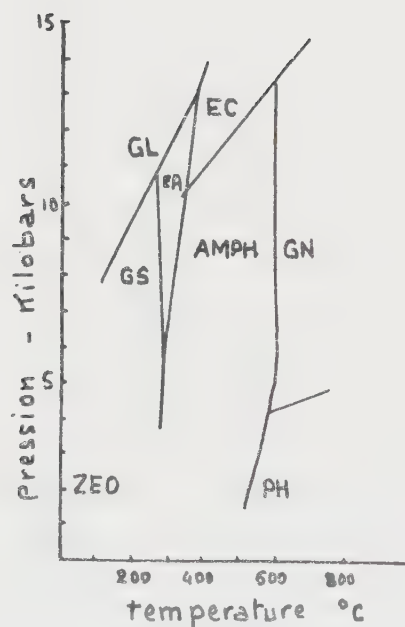
Premier caractère: le métamorphisme est de type glaucophanique. Les faciès glaucophaniques et les autres faciès particuliers, à pumpellyite ou lawsonite s'expliquent très bien nous l'avons vu sans évoquer de processus métasomatique. On en conclut donc (1) qu'ils sont vraisemblablement dus à des conditions physiques particulières. Il est facile d'imaginer qu'effectivement un métamorphisme dû essentiellement aux plissements s'est produit dans des conditions physiques particulières à savoir fortes contraintes et basses températures (il est probable que ce phénomène s'est déroulé dans des parties encore superficielles de l'écorce terrestre donc à faible température car nous n'avons pas en effet mis en évidence une couverture puissante évoquant un enfouissement profond.

W.de ROEVER (1947-1956) à CELESTE et BORNEQ. P. ROUTHIER (1953) et A. ARNOULD (1958) dans notre secteur. J.J. REED (1950-1957) en NOUVELLE

(1) Conclusion à laquelle ont abouti de même P. ROUTHIER (1953) et A. ARNOULD (1958) pour notre secteur.

PRESSIONS ET TEMPERATURES DEFORMATION DES DIFFERENTS FACIES METAMORPHIQUES

(Extrait de A. MIYASHIRO (1961). Evolution
of metamorphic belts



- GL : Glaucophane Schist facies
- EC : Eclogite facies
- GS : Greenschist facies
- EA : Epidote amphibolite facies
- GN : Granulite facies
- PH : Pyroxène-hornfels facies
- ZEO : Zeolite facies

"metamorphic facies" d'ESKOLA.

ZELANDE, H. BROUWER et C. EGELER (1953) en CORSE et surtout A. MIYASHIRO, S. BANNO, Y. SEKI (1957 - 1960) au JAPON, concluent eux aussi à la prédominance des facteurs d'ordre physique dans la genèse des faciès glaucophaniques. A. MIYASHIRO (1960) s'appuyant sur des études pétrographiques précises considère que le métamorphisme de type glaucophanique correspond à un domaine physique particulier de hautes pressions et relativement faibles températures (cf. planche XXVII).

L'hypothèse d'un métamorphisme de plissement pourrait donc dans certains cas expliquer les conditions physiques particulières du métamorphisme à glaucophane. Nous n'avons pas l'intention là de généraliser et d'évoquer un processus analogue pour tous les terrains à métamorphisme glaucophaniques et en général le domaine alpin dans lesquels ils apparaissent, mais simplement d'avancer pour ces autres domaines ce qui peut être une simple hypothèse de travail et qui pourrait peut-être dans certains cas particuliers de métamorphisme de l'épizone apporter des explications satisfaisantes. Remarquons d'ailleurs que F. ELLENBERGER (1958) est arrivé pour le domaine de la Vanoise dans les Alpes à l'hypothèse que le métamorphisme et l'état de " stress issu du serrage latéral " avaient commencé dans un état géosynclinal de nappes, c'est-à-dire à une hypothèse dans laquelle l'action des plissements revêt une grande importance.

Second caractère: la présence de résidus ou de roches qui au contraire témoignent d'un métamorphisme plus profond que celui de la zone dans laquelle elles sont placées.

Les résidus peuvent s'expliquer par la relative brièveté de la phase de métamorphisme. Le métamorphisme n'aurait pas eu le temps de se produire sur certains faciès (calcaires de TAO). Par contre des laminages intenses localisés par exemple pourraient produire des faciès localement plus profonds (explication de la roche à biotite de Balade, de roches à lawsonite dans la zone à pumpellyite, de faciès métamorphiques de Koé). On pourrait trouver là aussi l'explication d'une plus grande abondance de roches à glaucophane.

dans le voisinage de certains ilots de serpentines. Ces serpentines étant généralement en place dans des zones faillées ou laminées (serpentines au sud de BONDE).

C. AGE DU METAMORPHISME.

Nos conclusions sur l'origine du métamorphisme nous amènent donc à considérer que l'âge du métamorphisme serait l'âge de l'Orogénie c'est-à-dire en gros l'Oligocène.

Les preuves directes d'un âge récent sont données par l'observation de la postériorité du métamorphisme par rapport aux plissements qui ont pu se faire vers l'Oligocène inférieur et du métamorphisme de terrains oligocènes probables (serpentines). Une limite inférieure sure est fournie par l'observation d'Eocène métamorphique (calcaire de Tao (1), calcaires et phyllites de la rive gauche du Diahot).

Cet âge en gros paléogène est celui admis aussi par P. ROUTHIER (1953) et A. ARNOULD (1958) pour la fin du métamorphisme, mais ces auteurs considèrent que son début se situe beaucoup plus tôt, A. ARNOULD parle " d'évolution continue depuis le Permien", et il est (le métamorphisme greenschist) monté lentement et régulièrement dans la colonne sédimentaire (2). Notre conception du phénomène métamorphique dans cette région et la simple observation de la postériorité du métamorphisme par rapport aux plissements nous amènent par contre à considérer qu'il a été un phénomène bref à l'échelle des temps géologiques. Il n'a duré que tant qu'a duré l'état de contrainte des terrains.

(1) A. ARNOULD (1958)

(2) Cet auteur ne veut ainsi expliquer que la base de son métamorphisme " green schist ". Il sépare en effet les phénomènes métamorphiques de notre secteur en une phase greenschist et une phase glaucophanique la dernière étant une phase brève qui se serait produite à l'Eocène moyen

Il ne faut pas d'ailleurs voir une contradiction lorsque nous parlons de métamorphisme de plissements et de postériorité du métamorphisme par rapport aux plissements. Selon notre conception ce métamorphisme a pu commencer lorsque le serrage des plis a été suffisamment intense les structures étaient donc déjà en place. Les contraintes qui sont à l'origine des plissements ont pu prendre leur ampleur maxima une fois les terrains plissés et devenir suffisantes pour que le métamorphisme s'intensifie.

Enfin une mesure d'âge absolu a été faite sur des muscovites de glaucophanites. Cette mesure n'a pu nous donner qu'un âge très large qui ne nous apportera pas d'élément nouveau mais qui nous confirme que ce phénomène s'est achevé dans la seconde moitié du mésozoïque ou dans le cénozoïque.

- Mesure d'âge absolu (L. DELBOS).

La mesure d'âge absolu a été effectuée par L. DELBOS, au laboratoire de géologie de Clermont-Ferrand suivant la méthode au strontium (Processus M. BONHOMME et Al.) sur une muscovite d'une muscovitite à glaucophane provenant d'un massif de glaucophanite de la mine BALADE. Mesure DS 720 minéral Ms 573, L. DELBOS, 17-1-63. Clermont-Ferrand.

Le résultat est le suivant:

Mesures sur une seule attaque. Valeur de la constante de désintégration utilisée : $= 1,47 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$

$$\begin{array}{rcl} {}^{87}\text{Rb} & = & 222 - 222 \\ & &) \\ {}^{87}\text{Sr} & = & 0,07 - 0,09 \text{ (strontium radiogénique)} \end{array} \quad \begin{array}{l}) \\) \end{array} \quad \begin{array}{l} \text{âge} = 87 \text{ MA.} \end{array}$$

$$\% \text{ Sr} / \text{Sr } 87 = 0,98\%$$

Cet âge tombe dans le Crétacé supérieur, la limite entre le Crétacé et l'Eocène étant à 70 millions d'années. Mais selon L. DELBOS cette mesure est extrêmement imprécise en raison du très faible pourcentage de strontium radiogénique. On peut considérer qu'elle indique seulement avec certitude que la muscovite est plus récente que le Jurassique.

C O N C L U S I O N .

La partie de cet ouvrage réservée aux synthèses a permis de conclure sur les différents points de cette étude géologique. Je n'y reviendrai donc pas et me bornerai, dans cette brève conclusion à faire le point des résultats acquis et à évoquer dans quel sens pourraient être conduites d'autres études.

La stratigraphie de ce secteur de la NOUVELLE-CALÉDONIE était par suite du métamorphisme des sédiments ou non faite ou connue de façon confuse. Cette étude a permis de clarifier nos connaissances sur ce point. La plupart des différentes unités reconnues sont rattachables aux grands ensembles du territoire. Une nouvelle unité la série de leptynites du Bouehndep a été découverte et peut être considérée comme un élément du socle métamorphique.

Conséquence directe de cette connaissance stratigraphique, l'étude tectonique de détail et d'ensemble a pu être faite. Elle apporte une connaissance entièrement nouvelle sur ce secteur.

Les observations concernant le métamorphisme et une meilleure connaissance de la stratigraphie et de la tectonique des terrains métamorphisés ont permis d'aboutir à des vues nouvelles sur la genèse en avançant

l'hypothèse d'un métamorphisme de plissements.

Mais dans quel sens pourrait-on orienter nos efforts pour une connaissance plus approfondie?

Dans le domaine de la stratigraphie, les études de détail que nous avons eu, mes collègues du B.R.G.M. et moi, l'occasion de faire, ont montré qu'il ne fallait guère espérer en s'appuyant sur l'observation lithologique, avancer encore beaucoup. Les ensembles lithologiques varient latéralement très vite et il est vain de suivre de petites unités. Par contre les quelques découvertes de fossiles faites sont un résultat encourageant. Le fait qu'elles soient en gros proportionnelles à la densité des itinéraires permet d'espérer que d'autres jalons pourront un jour être découverts.

Mais c'est dans la connaissance du métamorphisme que le plus important travail reste à faire. Les travaux de mes prédécesseurs ont amené la mise en place des grands traits de la zonéographie et la connaissance des principaux faciès. Notre étude a permis une meilleure compréhension du phénomène métamorphique et apporte des éléments sur les problèmes de la métasomatose et du polymétamorphisme. Mais dans tous ces travaux aucune étude pétrographique approfondie n'a été faite.

Il reste là un champ d'investigation encore très important, une étude passionnante dans un domaine exceptionnel où les caractères particuliers du métamorphisme alpin sont représentés de façon très complète. Souhaitons qu'un jour elle puisse être entreprise et que cet humble travail soit un efficace soutien.

B I B L I O G R A P H I E

Principales abréviations :

- B.S.G.F.* : Bulletin de la Société Géologique de France.
B.S.C.G.F. : Bulletin du Service de la Carte Géologique de France
C.R.A.S. : Comptes rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Paris.
C.R.S.G.F. : Compte rendu sommaire des Séances de la Société Géologique de France, Paris.

- ARNOULD A. (1953 a) Phénomènes de métamorphisme dans le nord-est de la Nouvelle Calédonie. *Proc. Seventh Pacific Science Congress, Wellington, vol. II, Geology, p. 142-146.*
- (1953 b) Données de stratigraphie régionale sur des formations crétacées et éocènes de la Nouvelle Calédonie. *Proc. Seventh Pacific Science Congress, Wellington, vol. II, Geology, p. 136-141.*
 - (1958) Etude géologique de la partie nord-est de la Nouvelle Calédonie. *Thèse (ronéotypée).*
- ARNOULD A., ROUTHIER P. (1956) Carte Géologique de la Nouvelle Calédonie. Feuille 3 : Galarino-Hienghene. *O.R.S.T.O.M.*
- (1957) Carte géologique de la Nouvelle Calédonie. Notice explicative avec mise au point sur les terrains métamorphiques. Feuille 3 : Galarino-Hienghene. *O.R.S.T.O.M.*
- AUBOIN J. (1959) A propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal. *Rev. géogr. phys. et géol. dynam. vol. II, Fasc. 3.*
- (1961) Propos sur l'orogénèse. *Bull. trimest. du Serv. inf. géol. du B.R.G.M. vol. 52 et 53.*
- AVIAS J. (1949 a) Note préliminaire sur quelques observations et interprétations nouvelles concernant les péridotites et serpentines de Nouvelle Calédonie. *B.S.G.F. (5) XIX, p. 439-451.*
- (1949 b) Note préliminaire sur quelques phénomènes actuels ou subactuels de pétrogénèse et autres, dans les marais côtiers de Moindou et de Canala (Nouvelle Calédonie). *C.R.S.G.F. p. 277-280.*
 - (1950) Note préliminaire sur la découverte de formations marines postérieures au Bajocien et antérieures au Kimméridgien, en Nouvelle Calédonie. *B.S.G.F. (5) XIV, p. 195-197.*
 - (1951) Note préliminaire sur la présence du Lias inférieur (Hettangien et Sinémurien) et moyen en Nouvelle Calédonie. *C.R.A.S. 232, p. 172-174.*
 - (1952) Note sur le Lias néocalédonien et la paléogéographie du Lias dans la région Indo-Pacifique. *C.R.S.G.F. Juin p. 247-248.*
 - (1953) Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique des formations antécétacées de la Nouvelle Calédonie Centrale. *Ann. E.N.S. de Géol. appli. Nancy, T 1, n° 1-2.*
 - (1955 a) Relations minéralogiques et géochimiques entre les serpentines et péridotites de Nouvelle Calédonie, leurs inclusions, leurs enclaves, les roches encaissantes. *C.R. Coll. Pétrogr. Sc. de la Terre, n° H.S. Nancy, p. 213-237.*
 - (1955 b) A propos des terres disparues "Tasmantis et Tasmantia". *C.R.S.G.F. 15, p. 332.*
 - (1956 a) Des phénomènes de chloritisation, de serpentinitisation et de feldspathisation en Nouvelle Calédonie. *C.R.S.G.F. 16.*

- (1956 b) Sur le passage par transition de certaines enclaves diabasiques aux serpentines en Nouvelle Calédonie. *C.R.A.S.* 242, p. 2741-2744.
 - (1958) Sur l'existence d'une phase tectonique hercynienne tardive, ayant affecté les formations antétriasiques de la côte ouest de la Nouvelle Calédonie. *C.R.A.S.* 246, n° 1.
- AVIAS J., DROT J. (1952) Sur la présence du Rhétien en Nouvelle Calédonie. *C.R.S.G.F. Juin*, p. 247-248.
- BANNO S. (1958) Glaucophane schists and associated rocks in the Omi district, Japan. *Jap. J. Géol. Géog.* 29, p. 29-44.
- (1960) Notes on rocks-forming minerals. (12) Finding of paragonite from the Bessi district, Sikoku, and its paragenesis. *J. geol. Soc. Japan*, 66, p.123-130.
- BEMMELEN R.W. Van (1949) The geology of indonesia. *Agén. Mart, Nijhoff, La Haye*.
- (1955 a) Tectogénèse par gravité. *Bull. Soc. Belge de géol. L XIV. Fasc. 1*, p. 95-121.
 - (1955 b) L'évolution orogénétique de la Sonde. *Bull. Soc. Belge de géol. L XIV. Fasc. 1*, p. 125-151.
- BENSON W. (1923 a) The state of geological mapping in New Caledonia. *Proc. Pan Pacific Sc. Congr., Australia*, vol. 1, p. 794-795.
- (1923 b) The carboniferous of New Caledonia, *Ibid*, vol. II, p. 1091.
 - (1923 c) The cenozoic rocks of New Caledonia. *Ibid*, vol. 1, p. 974.
 - (1923 d) The structure of New Caledonia. *Ibid*, vol. 1, p. 742.
 - (1928) The mesozoic rocks of New Caledonia and their relations to those of New Zealand. *Proc. 3d, Pan-Pacific Sc. Congr. Tokyo*, vol. II, p. 1701-1703.
- BLOXAM T.W. (1956) Jadeite-bearing metagraywackes in California. *Am. Min.* 41, p. 488-496.
- (1959) Glaucophane schists and associated rocks near Valley Ford, California. *Am. J. Sc.* 257, p. 95-112.
- BONHOMME M., PHILIBERT Josette, ROQUES M., VIALETTE Y. (1961) Ages absolus dans le Viséen et le Stéphaniens du Massif Central Français. *C.R.A.S.*, 252, p. 3084-3086.
- BORG I.Y. (1954) Glaucophane and related schists near Healdsburg, California. *Thesis University of California*.
- (1956) Glaucophane schists and eclogites near Healdsburg, California. *Bull. of the geol. Soc. of Am.* 65, p. 1563-1584.
- BRODERICK T.M. (1929) Zoning in Michigan copper deposits and its significance. *Econ. geol.* 24, part. 1, p. 149-162 et part. II, p. 311-326.
- BROTHERS R.N. (1954) Glaucophane schists from the north Berkeley Hills, California. *Am. J. of Sc.* 252, p. 614-626.
- BROUWER H.A., EGELER C.G. (1951) Sur le métamorphisme à glaucophane dans la nappe des schistes lustrés de la Corse. *Proc. Kon. Ned. Ak. Wetensch. Ser. B*, 54, n° 2, p. 130-139.
- BURBANK W.S. (1927) Additional data on the properties pumpellyite and its occurrence in the republic of Haiti. *West Indies. Am. Min.* 12, p. 421-424.
- CAYEUX L. (1916) Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. *Mem. Expl. Cart. géol. France*.
- (1929) Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. *Ibid*.
- COOMBS D.S. (1953 a) The pumpellyite mineral series. *Min. Mag.* 30, p. 113-135.
- (1953 b) The nature and alteration of some triassic sediments from Southland New Zealand. *Trans. of Roy. Soc. of N.Z.* 82, part. 1, p. 65-109.
- COOMBS D.S., ELLIS A.J., FYFE W.S., TAYLOR A.M. (1959) The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 17, p. 53-107.

- CRENN Y. (1952) Mesures gravimétriques en Nouvelle Calédonie. *C.R.A.S.* 236, p. 105-107.
- DAVIS G.A., PABST A. (1960) Lawsonite and pumpellyite in glaucophane schists, north Berkeley-Hills, California. With Notes on the X-ray crystallography of lawsonite. *Am. J. of Sc.* 258, p. 689-704.
- DAVIS W.M. (1925) Les côtes et les récifs coralliens de la Nouvelle Calédonie. *Ann. géogr.*, 34 n° 191, p. 244-269, 332-359, 424-441, 521-558.
- DELESSE A., LAPPARENT A. de (1873-1874) Note sur la Nouvelle Calédonie. *Rev. géol.* 12, p. 182.
- DENGO C. (1950) Eclogite and glaucophane amphibolite in Venezuela. *Trans. Am. Geog. Union*, 31, n° 6, p. 873-878.
- DEPRAT J. (1905 a) Sur la présence de nouméite à l'état détritique dans l'Eocène néocalédonien. *C.R.A.S.* 140, p. 1471-1472.
- (1905 b) Les dépôts éocènes néocalédoniens. *B.S.G.F.* (4) V, p. 485-516.
 - (1909) Sur la présence de Pellatispira dans l'Eocène de Nouvelle Calédonie. *B.S.G.F.* (4), IX, p. 288-289.
- DEPRAT J., PIROUTET M. (1905) Sur l'existence et la situation tectonique anormale de dépôts éocènes en Nouvelle Calédonie. *C.R.A.S.* 140, p. 158-160.
- DESLONGCHAMPS E. (1862-1863) Documents sur la géologie de la Nouvelle Calédonie. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 8, p. 332-378.
- (1864 a) Documents sur la géologie de la Nouvelle Calédonie. *Paris, F. Savy*, 49 p.
 - (1864 b) On the geology of New Caledonia and on some triassic fossils from the Island of Hugon. *Quart. J. Geol. Soc. Londres*, 20, part. 2, p. 31-32.
 - (1866) Documents sur la géologie de la Nouvelle Calédonie, suivis du catalogue des roches recueillies dans cette île par MM. Jouan et F. Deplanches et de la description des fossiles triasiques de l'île Hugon, dépendance de la Nouvelle Calédonie. *J. Conchyl.* 3ème série, 6, p. 384.
- EGELER C.G. (1948) On glaucophane bearing rocks from Corsica. *Proc. Kon. Ned. Akad. V. Wetensch. Amsterdam*, 51, n° 5, p. 249-250.
- ELLENBERGER F. (1949) Sur quelques caractéristiques du métamorphisme alpin dans la Vanoise. *C.R.S.G.F.* 12, p. 249-250.
- (1952) Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise. *C.R.S.G.F.*, p. 318-321.
 - (1958) Etude géologique du Pays de Vanoise. *Mem. Carte géol. dét. France*, 561 p.
- ESKOLA P. (1920) The mineral facies of rocks. *Norsk. geol. Tidsskr.* 6, p. 143-194.
- (1939) Die metamorphen gesteine, dans : *Die entstehung der gesteine*, par F.W. BARTH, C.W. CORRENS, et P. ESKOLA, p. 263-407.
- FINLAY H., MARWICK J. (1940) The divisions of the upper Cretaceous Tertiary of New Zealand. *Trans. Roy. Soc. N. Z.* 70, part. 1, p. 98.
- FISCHER P. (1867) Note sur les roches fossilifères de l'archipel néocalédonien. *B.S.G.F.* (2), 24, p. 457-458.
- GARNIER J. (1867 a) Note sur la géologie de la Nouvelle Calédonie. *B.S.G.F.* (2), 24, p. 438-451.
- (1867 b) Essai sur la géologie et les ressources minérales de la Nouvelle Calédonie. *Ann. Mines*, 6ème sér., 12, p. 1-92.
 - (1868) Note sur la Nouvelle Calédonie. *Bull. Soc. Géogr.*, 5ème sér., 15, p. 453-468.
- GIGNOUX M. (1948) Tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. *B.S.G.F.*, 5ème sér., 18, p. 739-760.
- (1950) Géologie stratigraphique. 4ème édit. Masson & Cie.

- GLAESSNER M.F. (1943) Problems of stratigraphic correlation in the Indo-Pacific region. *Proc. Roy. Soc. Victoria Melbourne*, 55, pt. 1, p. 41-80.
- (1945) Mesozoic fossils from the central Highlands of New Guinea. *Ibid.* 56, pt. 2, p. 151-169.
- GLAESSNER M.F., MONTGOMERY J.N., OSBORNE N. (1944) Explanatory notes to accompany a geological sketch map of Eastern New Guinea. *Prepared by directorate of Research L.H.Q. Melbourne*.
- (1945) Geological sketch map of Eastern of New Guinea. (1/2500000). *Ibid.*
- GLASSER E. (1903-1904) Rapport à M. le Ministre des Colonies sur les richesses minérales de la Nouvelle Calédonie. *Ann. Mines*, 10ème sér., 5, p. 503-620 et 623-693.
- (1932) Nouvelle Calédonie. In *La géologie et les Mines de la France d'outre-mer*. *Publ. Bureau Et. géol. et min. colon. Soc. Et. géogr.*, n° 1, p. 445-471.
- GREKOFF N., GUBLER Y. (1951) Données complémentaires sur les terrains tertiaires de la Nouvelle Calédonie. *Rev. I.F.P.*, 6, n° 8, p. 283-293.
- GRINDLEY G.W., HARRINGTON H.J., WOOD B.L. (1959) The geological map of New Zealand. 1/2000000. *Bull. Geol. Dep. Geol. Survey of N.Z.*
- GUBLER Y., POMEYROL R. (1948) Existence du Néogène marin en Nouvelle Calédonie. *C.R.A.S.* 226, p. 1292-1293.
- HARKER A. (1932) *Metamorphism*. London, Methuen & Co.
- HEIM A., JEANNET A. (1922) Crétacique supérieur à Inocérames et Eocène de la Nouvelle Calédonie. *B.S.G.F.*, 22, p. 246-253.
- HESS H.H. (1938) A primary peridotite magma. *Am. J. Sc.*, 36, p. 321-344.
- (1939) World distribution of serpentized peridotites and its geologic significance. *Am. Miner.*, 24, n° 4, p. 275-276.
- HEURTEAU E. (1876 a) Rapport à M. le Ministre de la Marine et des Colonies sur la constitution géologique et les richesses minérales de la Nouvelle Calédonie. *Ann. Mines* 7ème sér., 9, p. 232-454.
- (1876 b) Constitution géologique et richesses minérales de la Nouvelle Calédonie. *Bull. Soc. Géogr.* 6ème sér., 12, p. 648-653.
- HUNAHASHI M. (1957) Alpine orogenic movement in Hokkaido, Japan. *J. Fac. Sc. Hokkaido Univ. ser. IV*, 9, p. 415-469.
- HUTTON C.O. (1937) An occurrence of the mineral pumpellyite in the lake Wakatipu region. Western Otago. New Zealand. *Min. Mag.* 24, p. 529-533.
- (1938) The stilpnomelane group of minerals. *Min. Mag.* 25, p. 172-206.
 - (1940) Metamorphism in the lake Wakatipu region. Western Otago. New Zealand. *Nem. Dep. Sc. Industr. Res.*, 5, 84 p.
- IRVING J., VONSEN M., GONYER F.A. (1932) Pumpellyite from California. *Am. Min.* 17, p. 338-342.
- JANNETAZ E. (1867) Note pour servir à l'étude des roches de la Nouvelle Calédonie. *B.S.G.F.* (2) 24, p. 451-453.
- JENSEN H.I. (1923) The geology of New Caledonia. *Proc. Pan-Pacific Sc. Congr. Australia*, vol. II, p. 1323-1324.
- (1936) Problems in the geology of New Caledonia (with a note on the petrology of a small collection of schists, by Germaine A. Joplin). *Proc. linn. Soc. of N.S. Wales*, 61, p. 262-276.
- JOPLIN G.A. (1937) An interesting occurrence of lawsonite in glaucophane-bearing rocks from New Caledonia. *Min. Mag.* 24, p. 534-537.
- JUNG J. (1949) Les gneiss ocellés de Port-les-Orgues (Corrèze). Contribution à l'étude de la métasomatose alcaline. *Ann. Hebert et Haug*, p. 223-238.
- (1958) Précis de pétrographie. *Masson & Cie*.

- JUNG J., ROQUES M. (1936) Les zones d'isométamorphisme dans le terrain cristallophyllien du Massif Central français. *Rev. Sc. Nat. Auvergne* p. 38-85.
- (1938) Les schistes cristallins du Massif Central. *B.S.C.G.F.* 197, p. 120-148.
 - (1952) Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *B.S.C.G.F.* 235, 62 p.
- KENNEDY G.C. (1960) Phase relations of some rocks and minerals at high temperatures and high pressures. *Trans. Amer. Geophys. Un.*, 41, 283-286.
- KILIAN W. (1909) Sur des fossiles de Nouvelle Calédonie recueillis par M. Leenhardt. *B.S.G.F.* (4) 9, p. 5.
- (1910) Sur la présence de Fagesia en Nouvelle Calédonie. *C.R.S.G.F.* p. 21-22.
- KILIAN W., PIROUTET M. (1905) Sur les fossiles éocénétiques de la Nouvelle Calédonie. *B.S.G.F.* (4) 5, p. 113-114.
- KOCH P. (1958) Introduction à la géologie de la Nouvelle Calédonie et dépendances. Notice explicative sur la carte géologique au 1/4 000 000ème. *Bull. géol. de la Nouvelle Calédonie*, 1, p. 9-22.
- KOZIMA Z. (1944) On stilpnomelane in green-schists in Japan. *Proc : imp. Acad. Japan* 20, p. 322-8.
- KUNDIG E. (1956) Geology and ophiolite problems of East Celebes. *Gedenboek M.A. Brouwer, la Haye*, p. 210-35.
- LACROIX A. (1897) Sur la lawsonite de Corse et de Nouvelle Calédonie. *Bull. Soc. fr. Miner.* 20, p. 309-312.
- (1910) Minéralogie de la France et de ses Colonies. 4, p. 704 (Lawsonite).
 - (1911) Le cortège filonien des péridotites de la Nouvelle Calédonie. *C.R.A.S.* 152, p. 16.
 - (1942) Les glaucophanites de la Nouvelle Calédonie et les roches qui les accompagnent, leur composition et leur genèse. *Ext. Mem. A. Sc.* 2ème sér., 65, (1941), Gauthier - Villars edit. 103 p.
- LAPADU-HARGUES P. (1945) Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. *B.S.G.F.* (5) 15, p. 255-310.
- (1949) Contribution au problème de l'apport dans le métamorphisme. *B.S.G.F.* (5), 19, p. 39-109.
 - (1952) Considérations sur l'origine des amphibolites. *C.R.A.S.* 234, p. 352-353.
- LAPORTE J. (1954) Faciès de métamorphisme profond et rétro-morphose du nord-ouest du Cap Corse. *B.S.G.F.* (6), 4, p. 203-208.
- LAPPARENT J. de (1923) Leçons de pétrographie. Masson & Cie.
- LIVERSIDGE A. (1880) Notes upon some minerals from New Caledonia. *J. Roy. Soc. N.S. Wales Sydney*, 14, p. 227-246.
- MICHEL R. (1953) Les schistes cristallins des Massifs du Grand-Paradis et de Sezia-Lanzo (Alpes Franco-Italiennes). *Sc. Terre, Nancy, T.I.* n° 3-4, 287 p.
- MIYASHIRO A. (1957) The chemistry, optics and genesis of the alkali-amphiboles. *J. Fac. Sc. Tokyo Univ.* 11, sect. II, p. 57-83.
- (1961) Evolution of metamorphic belts. *J. Petro. Oxford*, 2, n° 3, p. 277-311.
- MIYASHIRO A., BANNO S. (1958) Nature of glaucophanitic metamorphism. *Am. J. Sc.* 256, p. 97-110.
- MIYASHIRO A., SEKI Y. (1958) Mineral assemblages and subfacies of the glaucophane schist facies. *Jap. J. Geol. Geogr.* 29, p. 199-208.
- schists facies. *Jap. J. Geol. Geogr.* 29, p. 199-208.
- NETELBEEK T.A.F. (1951) Géologie et pétrologie de la région entre Vezzani et Lugo di Nazza (Corse). *Amsterdam, van Gorcum & Comp. N.V.* 125 p.

- PELATAN L. (1891) Carte géologique de la Nouvelle Calédonie et des diverses îles de l'archipel néocalédonien. *Génie Civil*, 19.
- (1892) Les mines de la Nouvelle Calédonie. Esquisse géologique. Mines de Charbon. *Ibid.*, 19, p. 351-439.
- PERRIN R., ROUBAULT M. (1951) Les idées nouvelles en pétrographie et l'étude du métamorphisme alpin. *Bull. Suisse Miner. Petro. Zurich*, 31, p. 552-577.
- PIROUTET M. (1903) Note préliminaire sur la géologie d'une partie de la Nouvelle Calédonie. *B.S.G.F.* (4), 3, p. 155-177.
- (1908) Note sommaire sur le Trias de la Nouvelle Calédonie. *Ibid.* (4), 8, p. 325-329.
 - (1912) Sur l'existence du Trias inférieur et du Permien en Nouvelle Calédonie. *C.R.S.G.F.* p. 187-189.
 - (1917) Etude stratigraphique de la Nouvelle Calédonie. *Thèse, Protat frères, Mâcon*. 313 p.
 - (1924) Sur l'âge des couches à Inocerames de Nouvelle Calédonie. *C.R.S.G.F.* p. 147-148.
- POMEYROL R. (1954) Permanence paléogéographique et faunique de la côte ouest de la Nouvelle Calédonie. *B.S.G.F.* (6), 4, p. 773.
- RAGUIN E. (1930) Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne (Alpes de Savoie) *Mém. Serv. Carte géol. Fr.* 108 p.
- (1949) A propos d'une nouvelle interprétation du complexe igné du Bushveld, Transvaal. *Rev. Sc.* n° 3304, p. 228-231.
- RATTE F. (1878) Note sur les roches et gisements métalliques de la Nouvelle Calédonie et catalogue explicatif de la collection envoyée à Paris en 1878. *Nouméa* 1 br. in-8.
- REED J.J. (1942) Spilites, serpentines and associated rocks of the Mossburn District, Southland. *Trans. Roy. Soc. N.Z.* 78, p. 106-126.
- (1958) Regional metamorphism in South-east Nelson, New Zealand. *Bull. N.Z. géol. Survey*, 60.
- ROEVER W.P. de (1950) Preliminary notes on glaucophane bearing and other cristalline schists from south - east Celebes and the origin of glaucophane bearing rocks. *Proc. Kon. Neder. Ak. Wetensch.* 53, n° 9, p. 1455-1465.
- (1955 a) Some remarks concerning the origin of glaucophane in the North Berkeley Hills, California. *Am. J. Sc.* 253, p. 240-244.
 - (1955 b) Genesis of jadeite by low-grade metamorphism. *Am. J. Sc.* 253, p. 283-298.
 - (1956) Some differences between post-paleozoic and older regional metamorphism. *Geol. Mijnb. (N.W. ser.)* 18, p. 123-127.
- ROMEU A. de (1906) Sur une anorthosite à corindon (plumasite) provenant de la Nouvelle Calédonie. *C.R.S.G.F.* p. 358.
- ROQUES M. (1914) Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central français. *Mém. expl. carte géol. France XXIV*, 527 p.
- (1955) Etude quantitative des myrmékites. *Coll. int. pétro. Nancy. Sc. terre H.S. publi. C.N.R.S. Coll.* 68.
- ROUTHIER P. (1950) Sur les conditions de formation de la glaucophane. *Cahiers géol. Thoiry*, n° 1, p. 3-5.
- (1951) Sur les péridotites de Nouvelle Calédonie. *C.R.A.S.* 233, p. 1204-1207.
 - (1953) Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama. *Mém. Soc. Géol. Fr. XXXII*, n° 67, 271 p.
- ROUTHIER P., ARNOULD A. (1953) Carte géologique au 1/100 000ème de la Nouvelle Calédonie. Feuille n° 1 : Arama-Poum. *O.R.S.T.O.M.*
- (1955) Carte géologique au 1/100 000ème de la Nouvelle Calédonie : Feuille n° 2 : Ouégoa-Koumac, avec notice explicative. *O.R.S.T.O.M.*
- SCHURMANN H.M.E. (1936) Contribution à la question de la glaucophane. *Neues. Jahrb. Miner., Monatsch.*, n° 3, p. 49-67. *Stuttgart*.

- SEKY Y. (1958) Glaucophanitic regional metamorphism in the Kanto Mountains. Central Japan. *Jap. J. Geol. Geogr.* 29, p. 233-258.
- (1960 a) Jadeite and associated minerals of meta-gabbroic rocks in the Sibukawa district, Central Japan. *Am. Min.* 45, p. 668-679.
 - (1960 b) Distribution and mineral assemblages of jadeite-bearing metamorphic rocks in Sanbagawa metamorphic terrains of central Japan. *Sc. Rep. Saitama Univ. ser. B* 3, p. 313-320.
 - (1961) Pumpellyite in low-grade metamorphism. *J. Petro. Oxford* 2, n° 3, p. 407-423.
- SHIDO F. (1959) Notes of rocks-forming minerals. (9) hornblende-bearing eclogite from Gongen-Yama of Higasi-Akai in the Bessi district; Sikoku. *J. Geol. Soc. Japan*, 65, p. 701-703.
- THOMPSON J.B. (1955) The thermodynamic basis for the mineral-facies concept. *Am. J. Sc.* 253, p. 65-103.
- TISSOT B., NOESMOEN A. (1958) Les bassins de Nouméa et de Bourail (Nouvelle Calédonie). *Rev. I.F.P.* 13, n° 5, p. 739-760.
- TRECHMANN C.T. (1918) The Trias of New Zealand. *Quart. J. Geol. Soc.* 73, pt. 3, p. 165-246.
- (1923) The Jurassic rocks of New Zealand; with an appendix on Ammonites from New Zealand, by L.F. Spath. *Ibid.* 79, pt. 3, p. 246-312.
- TURNER F.J. (1938) Progressive regional metamorphism in Southern New Zealand. *Geol. Mag. London*, 75, p. 160-174.
- (1948) Evolution of the metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Mem.* 30.
- WASHINGTON H.S. (1901) A chemical study of the glaucophane schists. *Am. J. Sc.* 11, p. 35-59.
- WINCHELL A.M. (1939) Elements of optical Mineralogie. An introduction to microscopic petrography. 3 vol. New York.
- WOODS H. (1917) The cretaceous faunas of the north eastern part of the south Island of New Zealand. *Geol. Survey N.Z. Bull.* 4.
- YOSSII M. (1935) On some glaucophane rocks from the Ryukyu Archipelago. *Sc. Rep. Tôhoku Univ. ser. II*, 16, p. 225-248.
-

DEUXIEME THESE

Titre:

La pumpellyite.

Vu et approuvé
Clermont-Ferrand le 1963
Le Doyen de la Faculté des Sciences

Vu et permis d'imprimer
Clermont-Ferrand le 1963
Le Recteur.

